PLICATE

REC'D JAN 2 195

ARCHIV FÜR METEOROLOGIE, GEOPHYSIK UND BIOKLIMATOLOGIE

HERAUSGEGEBEN VON

DOZENT DR. W. MÖRIKOFER
PHYSIKALISCH-METEOROLOGISCHES OBSERVATORIUM DAVOS

PROF. DR. F. STEINHAUSER
ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK WIEN

SERIE A

METEOROLOGIE UND GEOPHYSIK

BAND 9, 3. HEFT

MIT 25 TEXTABBILDUNGEN
(ABGESCHLOSSEN AM 31. OKTOBER 1956)

UNITED STATES AIR FORCE
CAMBRIDGE RESEARCH CENTER
GEOPHYSICS
RESEARCH LIBRARY

WIEN
SPRINGER-VERLAG
1956

Arch. Met. Geoph. Biokl. A.

Serie A, Band 9 **Inhaltsverzeichnis** Heft 3

Seite

Schneider-Carius, K. Grundschicht und Nullschicht, zwei polare Schichtbildungen in der Troposphäre. (Mit 1 Textabbildung) 305

Knizek, F. und H. Reuter. Über den Wärmehaushalt der unteren Luftschichten an heiteren Tagen und die Prognose des Maximums der Lufttemperatur. (Mit 7 Textabbildungen) 324

Drimmel, J. Wo ist das äquivalentbarotrope Niveau zu suchen? 339

Drimmel, J. Zur Physik der Taubildung an der Erdoberfläche. (Mit 4 Textabbildungen) 343

Kasemir, H. W. Zur Strömungstheorie des luftelektrischen Feldes III: Der Austauschgenerator. (Mit 1 Textabbildung) 357

Conrad, V. On Thermal Springs. A Contribution to the Knowledge of Their Nature. (With 5 Figures) 371

Toperczer, M. Das geophysikalische Observatorium Wien-Kobenzl. (Mit 7 Textabbildungen) 406

Buchbesprechungen 421

Beiträge zur Physik der Atmosphäre. Herausgegeben von W. Georgh und H. Koschmieder. Band 29, Heft 1 (F. Steinhauser). — Handbook of Meteorological Instruments. Part I (F. Steinhauser). — Watts, I. E. M., Equatorial Weather (F. Steinhauser). — Logwinow, K. T., Dynamische Meteorologie (F. Steinhauser). — Regula, H., Elementare Wetterkunde (Luftfahrt-Meteorologie: Band I) (F. Steinhauser). — Hofmann, A., Probleme um die Wettervorhersage (F. Steinhauser). — Tannehill, I. R., Hurricanes, 9. Aufl. (F. Steinhauser). — Ellison, M. A., The Sun and its Influence (F. Steinhauser). — Gröber-Erk, Die Grundgesetze der Wärmeübertragung, 3. Aufl. von U. Grigull (P. Courvoisier). — Adams, F. D., The Birth and Development of the Geological Sciences (F. Steinhauser). — Scientific Proceedings of the International Association of Meteorology (F. Steinhauser).

Das

„Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie"

erscheint in zwangloser Folge in zwei parallelen Serien:

Serie A Meteorologie und Geophysik: Allgemeine, theoretische und synoptische Meteorologie, Geophysik der Atmosphäre, des Meeres und des festen Erdbodens.

Serie B Allgemeine und biologische Klimatologie: Allgemeine und medizinische Klimatologie, Agrar- und Mikroklimatologie, Meteorobiologie, Strahlungsforschung.

Die beiden Serien können unabhängig voneinander bezogen werden. Die Hefte werden einzeln berechnet und zu Bänden von 400 bis 500 Seiten vereinigt.

Das Archiv soll wissenschaftlich einwandfreie Arbeiten von allgemein fachlichem Interesse veröffentlichen. Es werden deshalb nur Originalarbeiten aufgenommen, die neue Erkenntnisse bringen, und zwar Aufsätze größeren Umfanges wie auch kleine Mitteilungen. Gelegentlich wird auch durch Sammelreferate über die neuesten Ergebnisse einzelner Spezialgebiete ein Überblick über den jeweiligen Stand eines bestimmten Problems gegeben werden, wobei besonders durch Hervorheben der noch ungelösten Fragen der weiteren Forschung Anreiz geboten werden soll. Schließlich werden auch kritische Buchbesprechungen auf bedeutende Neuerscheinungen aus unserem Wissensgebiet hinweisen.

Die Verfasser werden gebeten, den Text möglichst knapp zu fassen und historische Einleitungen tunlichst zu vermeiden. In den beigegebenen Tabellen ist die Wiedergabe unverarbeiteten, umfangreichen Beobachtungsmaterials zu vermeiden; auch sollen die Resultate im allgemeinen nicht durch Tabellen und Kurven gleichzeitig wiedergegeben werden. Die Tabellen sollen eine Überschrift tragen.

Die Arbeiten können in deutscher, englischer oder französischer Sprache erscheinen. Es soll ihnen eine Zusammenfassung in mindestens zwei Sprachen vorangestellt werden. Eine Zusammenfassung ist auf jeden Fall vom Verfasser mitzuliefern, ihre Übersetzungen werden nötigenfalls vom Verlag besorgt. Die Literaturhinweise erfolgen durch im laufenden Text in Klammern eingefügte Nummern, die genaue Zitate bezeichnen, die in einem Literaturverzeichnis am Ende der Arbeit zusammenzustellen sind.

Fortsetzung auf der III. Umschlagseite

551.510.5 : 551.513.1

(Deutscher Wetterdienst, Bad Kissingen)

Grundschicht und Nullschicht, zwei polare Schichtbildungen in der Troposphäre

Von

K. Schneider-Carius

Mit 1 Textabbildung

Zusammenfassung. Nach einer summarischen Behandlung der Grundschicht wird die Einführung der Nullschicht der Troposphäre begründet. Ihre Eigenschaften werden ausführlich dargelegt, insbesondere der hier stattfindende Massentransport vom Tief zum Hoch. Der Massenfluß ist sowohl in der Grundschicht als auch in der Nullschicht ageostrophisch. Ist der Wind in der Grundschicht hypogeostrophisch, so ist er umgekehrt in der Nullschicht hypergeostrophisch. Der Nullschichteffekt wird durch die frühesten Beobachtungen über den Cirrenzug bestätigt. Zwischen den aktiven Schichten, der Grundschicht und der Nullschicht, gruppiert sich um das divergenzfreie Niveau (bei 4—5 km) die Adaptationsschicht, die durch die großen interdiurnen Vertikalbewegungen bei gleichzeitig fast vollständigem geostrophischem Gleichgewicht ausgezeichnet ist. Aus der Kohärenz von Hoch und Tief läßt sich ein Schema des zusätzlichen ageostrophischen Massenflusses, das zur Entwicklung von Hoch- und Tiefdruckgebieten führt, angeben.

Summary. After a short discussion of the ground layer (Grundschicht) the introduction of the neutral layer (Nullschicht) is accounted for. Its properties are given in detail, with particular consideration of the mass transport from low to high taking place in this region. The mass flow is ageostrophic in the ground layer as well as in the neutral layer. If the wind is hypogeostrophic in the ground layer it is, conversely, hypergeostrophic in the neutral layer. The effect of the neutral layer is confirmed by the oldest observations on the movement of cirrus. Between the active layers, i. e. ground layer and neutral layer, the adaptation layer is found at a level free of divergence (at 4 — 5 km) which is characterized by great interdiurnal vertical movements in the presence of a nearly perfect geostrophic equilibrium. From the coherence of low and high a model can be derived for the additional ageostrophic mass flow leading to the development of high and low pressure regions.

Résumé. Après un bref aperçu de la couche de base (Grundschicht), l'auteur justifie l'introduction de la notion de couche neutre (Nullschicht) de la troposphère; il en expose les propriétés, en particulier le transport de masse de la dépression à l'anticyclone qui s'y produit. Le flux de masse est agéostrophique tant dans la couche de base que dans la couche neutre. Si

le vent de la première est hypogéostrophique, il est par contre hypergéostrophique dans la seconde. L'effet de la couche neutre est confirmé par les anciennes observations du mouvement des cirrus. Entre ces deux couches actives s'intercale la couche d'adaptation exempte de divergence (vers 4 à 5 km.), caractérisée par les grands mouvements verticaux interdiurnes par équilibre géostrophique quasi complet. A partir de la relation anticyclone-dépression, on peut dresser un schéma du flux de masse agéostrophique complémentaire conduisant au développement des régions de haute et de basse pression.

Die nachfolgenden Betrachtungen befolgen vornehmlich eine synthetische Methode durch Zusammenführung der Ergebnisse von Einzeluntersuchungen der aerologischen Statistik mit den gewohnten Vorstellungen der aerologischen Synoptik, wobei das Ziel der Darstellung die Erarbeitung neuer Gesichtspunkte zur Aufstellung von Modellen der Hoch- und Tiefdruckgebiete ist. Hiermit soll nun keineswegs beansprucht werden, daß mit den nachfolgenden Ausführungen die Aufgabe der Lösung dieses Kernproblems der Meteorologie einem glücklichen Ende entgegengeführt werden kann. Zauberschlüssel zur endgültigen Lösung wissenschaftlicher Probleme sind glücklicherweise nicht auffindbar. Wohl gibt es Impulse, um die in der Geschichte der Wissenschaft nicht seltenen Zeiten des Stillstandes zu überwinden. Einen solchen Stillstand haben wir erlebt, was den Ausbau der Anschauungen über die Entwicklung der Hoch- und Tiefdruckgebiete betrifft. Wir suchen daher nach neuen Impulsen, um die Analyse dieser uns so wohlvertrauten, in vieler Hinsicht aber immer noch höchst rätselhaften atmosphärischen Gebilde voranzutreiben.

Es soll nicht unterlassen werden, gleich zu Beginn darzulegen, daß nachfolgend der Standpunkt der polaren Zuordnung von Zyklonen und Antizyklonen vertreten wird, daß es hiernach nicht statthaft ist, Modelle für jedes Drucksystem einzeln und unabhängig voneinander aufzustellen.

In unseren Ausführungen werden wir öfters von großen Schichtpaketen sprechen, die viele hundert, vielleicht sogar einige tausend Kilometer Ausdehnung in der Horizontalen und höchstens einige (bis zu 2 bis 3) Kilometer Höhenerstreckung aufweisen. Diese Schichten sind durch Grenzflächen von den benachbarten getrennt. Diese Schichtflächen liegen horizontal oder fast horizontal, eine Orientierung, die von dem Vorherrschen horizontaler Luftströmungen bestimmt wird. Aber diese Trennungsflächen sind wesensverschieden von den Luftkörpergrenzen in der Zyklone der Bergener Schule, die dort bekanntlich als Gleitflächen angesehen werden. Gleitprozesse und dementsprechend Gleitflächen werden in dieser Untersuchung nicht erwähnt, womit keineswegs die Frage der Existenz derartiger Erscheinungen berührt werden soll. Wir können derartige Abstraktionen ruhig vornehmen, da ja kein neues Zyklonenmodell geschaffen, sondern lediglich Beiträge zur Entwicklung solcher Modelle geleistet werden sollen.

Des weiteren ist hervorzuheben, daß die aus synoptisch-aerologischen Methoden gewonnenen Vorstellungen hier auf Grund von statistischen Zusammenfassungen aerologischer Messungen verfeinert werden sollen. Mit Hilfe besonderer Statistiken lassen sich eben für bestimmte Kollek-

tive Aussagen machen, die wesentlich genauer sind, als eine einzelne aerologische Messung es zur Zeit sein kann. Die nachfolgenden Darlegungen können daher durch Betrachtung von Einzellagen mit Hilfe der üblichen aerologisch-synoptischen Beobachtungs- und Bearbeitungsmittel weder bestätigt noch widerlegt werden.

I. Die Grundschicht

Über die Grundschicht der Troposphäre soll hier im einzelnen nicht gesprochen werden, in einer besonderen Monographie [*1*] sind diese Probleme eingehend abgehandelt worden. Die meteorologischen Prozesse in dieser 1 bis 2 km mächtigen Grenzschicht der untersten Troposphäre sind uns allen recht vertraut. Daß alle diese Prozesse wegen der Nähe der Erdoberfläche ihre besondere Ausformung erhalten, wobei die Wechselwirkung verschiedenster Vorgänge oft von besonderer Bedeutung sein wird, führte zu der besonderen Vorstellung vom Vorhandensein einer Grundschicht, wobei es eben die Aufgabe dieser Vorstellung ist, räumlich und kausal Zusammenhängendes durch einen Oberbegriff zusammenzufassen und zusammenzuhalten.

Hier soll nur eine besondere Eigenschaft dieser Grundschicht behandelt werden, die im nachfolgenden eine entscheidende Rolle spielen wird. Es läßt sich leicht nachweisen [*2*], daß in dem gesamten Bereich der Grundschicht der notwendige Druckausgleich zwischen Hoch und Tief erfolgt. Die Grundschicht umfaßt alle die Teile der untersten Troposphäre, die die bekannte ageostrophische Komponente des Windes vom Hoch zum Tief aufweisen, so daß der effektive Wind seiner Größe nach hypogeostrophisch ist. Für sich betrachtet, ist diese Tatsache der Konvergenz der Luftmassen zum Tief trivial; sie wird durch die Einbeziehung in die Vorstellung von der Grundschicht aber in Zusammenhang gebracht mit den Wettervorgängen der untersten Schicht und damit sinnvoll in das Zyklonenmodell eingeführt.

In der Modellzyklone der Bergener Schule spricht man von dieser Schicht nicht; man kennt natürlich die Bodenstörungsschicht, glaubt sie aber vernachlässigen zu können. Das ist ein Grundirrtum; denn man kann den ganzen erdnahen Raum, der den Massenausgleich zwischen Hoch und Tief bringt, nicht einfach übersehen. Er muß ja von den Gleitflächen, die bekanntlich mit der Erdoberfläche zum Schnitt kommen, durchstoßen werden. Die Bedeutung der Grundschicht für das Problem der Gleitflächen soll hier nur erwähnt, aber nicht weiter behandelt werden.

Wir wollen die Grundschicht einschließlich ihrer Obergrenze, der Peplopause, die vielfach als Schicht von beachtlicher Mächtigkeit auftritt, hier als konstitutiv für die Entwicklung der Hoch- und Tiefdruckgebiete betrachten, wobei sofort in die Augen springt, daß man von dieser Betrachtungsweise aus die Hoch- und Tiefdruckgebiete zusammenfassend darstellen muß. So wie auf der Wetterkarte diese beiden Typen der Druckgebilde stets vergesellschaftet sind, so dürfen wir sie auch in der Modellvorstellung nicht voneinander trennen (siehe Abschnitt VI: Kohärenz von Hoch und Tief).

II. Die Nullschicht

Die andere Schicht, die nunmehr eingeführt werden muß, ist die Nullschicht der Troposphäre, die in ihrer Gesamtvorstellung [*3*, *4*, *5*] zuerst von H. Faust beschrieben wurde. Sie ist uns aus der aerologischen Statistik eigentlich schon lange bekannt, man hat aber auch hier die durch die Untersuchungsmethode isolierten Einzelheiten immer nur als solche gesehen, so daß die Zusammenfassung dieser Einzelvorgänge und ihre Einfügung in die Modelle der hochreichenden Hoch- und Tiefdruckgebiete das besondere Verdienst von H. Faust ist. Es handelt sich nachfolgend ausschließlich um die hochreichenden, in der Synoptik als steuernde Druckgebilde angesehenen Tiefdruckgebiete (Zentralzyklonen) und Hochdruckgebiete (Aktionszentren).

Bereits A. Wagner [*6*] hat 1909 festgestellt, daß bis zu einer Höhe von 10 km das Hoch wärmer ist als das Tief, darüber umgekehrt das Tief wärmer, und fernerhin, daß die Neigungen der Flächen gleichen Druckes, die fortlaufend vom Hoch zum Tief gerichtet sind, von der Erdoberfläche ständig zunehmen, um in 10 km ein Maximum zu erreichen. Darüber nimmt die Neigung dann sehr rasch ab, um in etwa 15 km den gleichen Wert wie am Erdboden aufzuweisen. Erst die neuere Statistik hat das Druckausgleichsniveau zu rund 21 km ermittelt.

Aus diesem Maximum der Neigung der Flächen gleichen Druckes in der Höhe von 10 km ist auf ein Maximum der Windgeschwindigkeit — natürlich nur im statistischen Mittel — zu schließen, da man die ungefähre Windgeschwindigkeit als aus einer geostrophischen Gleichgewichtslage stammend ermitteln kann. Dieses Ergebnis bestätigen die Windstatistiken von A. Peppler [*7*], W. Peppler [*8*] und Berg [*9*].

Unabhängig von dieser älteren Statistik, diese aber nicht nur ergänzend, sondern vornehmlich weiterführend, hat H. Faust aerologisches Material aus den Druckniveaus 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 225, 200, 175, 150 und 100 mb für je 120 möglichst kreisrunde Hoch- und Tiefdruckgebiete nach den Europa-Bodenwetterkarten von 1950 bis 1952 bearbeitet, wobei nur solche Fälle ausgesucht wurden, bei denen das Druckgebilde bis in die größte Höhe seinen Charakter nicht änderte. Durch die Auswahl des Materials und durch die Art der Bearbeitung wurde erreicht, daß im statistischen Mittel alle advektiven Vorgänge ausgeschaltet wurden. Werden jetzt mittlere interdiurne Temperaturänderungen bestimmt, so können diese eben wegen des Fehlens der advektiven Zufuhr kälterer oder wärmerer Luft nur auf Vertikalverschiebungen der Luft zurückgeführt werden, wenn man vom Strahlungseinfluß absieht. Nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. F. Möller an H. Faust wird der Strahlungseinfluß zahlenmäßig gering sein, so daß die ursprüngliche Schlußfolgerung wenigstens qualitativ zu Recht besteht. Die mittleren interdiurnen Temperaturänderungen sind in Tab. 1 mitgeteilt.

Da die untersuchten Stationen zuweilen bis zu 1000 km vom Zentrum entfernt lagen, so werden die absoluten Beträge der Temperaturveränderlichkeit im Zentrum wahrscheinlich noch höher ausfallen. Hier

Tabelle 1. *Mittlere interdiurne Temperaturänderung für je 120 dynamische Hoch- und Tiefdruckgebiete Europas (1950—1952)*

	Boden	950	900	850	800	700	600	500	400	300	250	225	200	175	150	100 mb
Hoch	0,1	0,5	1,3	1,7	2,0	1,7	1,6	1,2	0,8	0,7	−0,4	−0,3	−0,9	−1,3	−0,8	−0,6
Tief	−0,3	−0,7	−0,9	−1,1	−1,2	−1,3	−1,5	−1,7	−1,8	−0,9	1,1	1,0	1,0	1,2	0,5	0,4

Tabelle 2. *Mittlere Neigung der Druckflächen zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten über Europa (ausgedrückt in Höhenunterschieden $\triangle h$ in m) und mittlere skalare Windgeschwindigkeit v über Berlin (in m/sec).*

km	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$\triangle h$	160	170	195	235	265	295	325	355	390	400	405	380	340
v	5	10	11	12	14	16	17	19	19	20	20	19	17
$\triangle h/v$	34	17	18	19	19	19	19	19	20	20	20	20	20

Tabelle 3. *Ageostrophische Windkomponente (positiv vom Tief zum Hoch), Winkelabweichung des wahren vom geostrophischen Wind (positiv zum hohen Druck) und Massenfluß in Richtung der ageostrophischen Windkomponente.*

Höhe in km	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ageostroph. Komponente, km/h	−6,4	−2,5	−0,8	−0,4	0	0,2	0,7	2,2	3,4	6,7	8,3	0,4	0
Winkelabweichung in Grad.....	−19	−4	−1	−0	0	+0	1	2	3	5	6	+0	0
Massenfluß	−7,8	−2,8	−0,8	−0,4	0	0,2	0,5	1,3	1,8	3,2	3,4	0,1	0
	Grundschicht			Adaptationsschicht					Nullschicht				

interessiert aber die Tatsache, daß — da die Temperaturänderung nach der Auswahl nur als Vertikalbewegung gedeutet werden kann — die Abwärtsbewegung im Hoch und die Aufwärtsbewegung im Tief im gleichen Niveau (zwischen 300 und 250 mb) ein Ende findet, um darüber in Aufwärts- bzw. Abwärtsbewegung überzugehen. Dieses Umkehrniveau nennt Faust die Nullschicht, da hier sowohl im Hoch als auch im Tief keine Vertikalbewegungen auftreten.

Ein Vergleich mit der Tropopausenhöhe ist noch notwendig. Hiernach liegt im Tief die Nullschicht im Tropopausenniveau, im Hoch etwa 2 km darunter. Es ist ferner zu bemerken, daß die Nullschicht nicht identisch ist mit der Schicht gleicher Luftdichte, die bekanntlich in rund 8 km Höhe liegt.

Es kann an dieser Stelle darauf verzichtet werden, diese Ergebnisse der Statistik von Faust zu vergleichen mit den Folgerungen aus ähnlichen Statistiken nach Schedler [*10*], Haurwitz [*11*] und anderen Autoren, die alle Statistiken vorgelegt haben, bei denen keine Abtrennung des advektiven vom konvektiven Anteil möglich war.

III. Die Nullschicht als Kuppelung zwischen Hoch und Tief

Wenn von der Nullschicht im Hoch die Luft nach oben und unten strömt und umgekehrt im Tief die Luft zur Nullschicht von oben und unten zuströmt, so muß man aus Kontinuitätsgründen und wegen der Kohärenz vom Hoch und Tief fordern, daß durch advektive Vorgänge innerhalb der Nullschicht Luft ins Hoch eingepumpt und umgekehrt aus dem Tief herausgepumpt wird. Da ferner Hoch- und Tiefdruckgebiete als zueinandergehörig betrachtet werden müssen, so folgt, daß in hochreichenden Hoch- und Tiefdruckgebieten im Bereiche der Nullschicht ein Massenzufluß vom Tief zum Hoch stattfindet, der überdies notwendig ist, da im Bereiche der Grundschicht ein fortgesetzter Massenfluß vom Hoch zum Tief stattfindet, der irgendwie kompensiert werden muß. Die Forderung selbst erscheint uns trivial; die Aufgabe erhält aber ihren besonderen Sinn in der Frage nach der Lokalisation dieser Erscheinung.

Hierbei ergibt sich nun ein Paradoxon. Der in der Höhe geforderte Massenzufluß vom Tief zum Hoch ist dem Meteorologen verständlich, wenn er mit Ferrel annimmt, daß in der Höhe über dem Hoch ein Tief und umgekehrt über dem Tief ein Hoch gelagert ist. Nachdem die Aerologie aber auf statistischem Wege festgestellt hat, daß die stationären Druckgebilde hoch hinaufreichen und zwar bis über das Niveau der Tropopause hinweg, ist dieses Ferrelsche Zirkulationsschema für diesen Fall nicht mehr verwendbar.

Wenn nun nach den Ergebnissen der Statistik von H. Faust, die zu den ähnlichen Ergebnissen anderer Autoren nicht in Widerspruch stehen, zwangsläufig ein im wesentlichen im Bereich der Nullschicht vor sich gehender Massenfluß vom Tief zum Hoch einsetzt, wobei das Druckgefälle — hier dargestellt durch die Neigung der Druckflächen — einwandfrei vom Hoch zum Tief gerichtet ist, so folgt, daß dieser Massenfluß nur realisiert werden kann, wenn der Wind in dieser Höhe kein geostrophischer

ist, sondern eine ageostrophische Komponente vom tiefen zum hohen Druck besitzt. Mit anderen Worten: Der Wind muß mit einer Komponente gegen den Gradienten fließen, was natürlich nur unter Arbeitsleistung möglich ist und weiterhin bedeutet, daß die Windgeschwindigkeit übergradientisch, der Wind also hypergeostrophisch ist.

Betrachten wir zunächst diese ageostrophische Komponente. In erster Linie ist natürlich der Wind quasigeostrophisch. Dies hat FAUST durch die folgende Betrachtung wahrscheinlich gemacht. Er kombiniert die Beträge der Neigung der Druckflächen $\triangle h$ mit der mittleren skalaren Windgeschwindigkeit v von Berlin für die Jahre 1948 und 1949. Das überraschende Ergebnis wird in Tab. 2 mitgeteilt.

Sieht man von dem Wert für die untersten Höhenkilometer ab, die die Verhältnisse in der Grundschicht repräsentieren, und rechnet erst ab 3 km, so beträgt von hier bis zur Tropopause das Verhältnis $\triangle h : v$ rund 19 bis 20; dies ist also praktisch konstant. Diese Größenabschätzung führt zu einem Ergebnis, das unseren Vorstellungen vom Vorherrschen geostrophischer oder quasigeostrophischer Winde in der freien Atmosphäre entspricht; hier würde man gewöhnlich abbrechen und sich mit den Ergebnissen zufrieden geben.

Es ist nun das Verdienst von H. FAUST, die Angelegenheit konsequent weiterverfolgt zu haben, indem er die Stärke des Massenflusses vom Tief zum Hoch abzuschätzen versuchte. An Hand von erweitertem Material wurden wiederum die mittleren Vertikalgeschwindigkeiten in den einzelnen Schichten im Hoch und Tief bestimmt. Aus Gründen der Massenkontinuität lassen sich dann die horizontalen Massenflüsse selbst berechnen, die zur Kompensation notwendig werden; denn advektive Vorgänge wurden durch die Materialauswahl ausgeschieden, es handelt sich also vornehmlich um den kompensatorisch wirkenden Austausch zwischen den Druckgebilden Hoch und Tief. Das Ergebnis zeigt Tab. 3.

Durch Vergleich mit dem mittleren skalaren Wert der Windgeschwindigkeit von Berlin kann der Abweichungswinkel des wahren Windes vom geostrophischen wenigstens der Größenordnung nach erschlossen werden. Dieser Wert ist in der zweiten Zeile aufgeführt, wobei man sich durchaus darüber klar sein muß, daß diese Zahlen nur einen orientierenden Wert besitzen können. Sie geben aber unzweifelhaft qualitativ den Betrag der Winkelabweichung des reellen Windes vom geostrophischen an und haben damit eine sehr erhebliche Bedeutung für die richtige Abschätzung des ageostrophischen Charakters des Windes, dessen vertikale Änderung von fundamentaler Bedeutung für die Aufstellung von dynamischen Modellen für die Hoch- und Tiefdruckgebiete ist. Meiner Überzeugung nach liegt hierin der eigentliche Wert der Untersuchungen von H. FAUST begründet.

Der Massenfluß (4. Zeile der Tab. 3) ist mit Hilfe der durchschnittlichen Luftdichte berechnet worden und gibt sicher wenigstens qualitativ richtige Werte.

Ein weiterer statistischer Vergleich von fast 1000 Einzelfällen des hypergeostrophischen Windes der Nullschicht mit der Schärfe dieses

hochtroposphärischen Windmaximums durch H. Faust [*12*] brachte eine Beziehung, die für die synoptische Praxis unter Umständen von Bedeutung werden kann. Je markanter das Windmaximum der Nullschicht erscheint, um so ausgeprägter ist der hier herrschende hypergeostrophische Wind. Im Durchschnitt kann man rechnen, daß der wirkliche Wind in der Nullschicht im Mittel um 10% über dem geostrophischen Winde liegt und in etwa 15% aller Fälle den geostrophischen Wind um mindestens 50% übersteigt.

Es kann also das Ergebnis festgestellt werden:

Die Grundschicht sorgt bei beträchtlicher Abweichung des Windes vom geostrophischen Winde (hypogeostrophischer Wind) für den Massenausgleich zwischen Hoch und Tief, wobei der hierdurch notwendig werdende Massenersatz im wesentlichen im Bereiche der Nullschicht in rund 10 km Höhe erfolgt, in der der wirkliche Wind in der Troposphäre gewöhnlich seinen Maximalwert erreicht und bei geringerer, aber deutlich nachweisbarer Abweichung vom geostrophischen Wind — und zwar umgekehrt wie bei der Grundschicht — zum höheren Druck hin gerichtet ist (hypergeostrophischer Wind).

IV. Der Nullschichteffekt

Das Vorhandensein der Nullschicht als der Schicht mit dem Aufhören der interdiurnen Temperaturänderungen, soweit sie auf vertikale Bewegungen zurückzuführen sind, weil eben diese Vertikalverschiebungen selbst verschwinden, führt also zwangsläufig zu der folgenden Hypothese:

In der oberen Troposphäre hat die Luft im Mittel das Bestreben, mit einer damit ageostrophisch wehenden Komponente von Gebieten tiefen Druckes zu solchen hohen Druckes zu strömen und zwar um so stärker, je stärker der horizontale Druckgradient ist. Diese Erscheinung der ageostrophischen Windkomponente im Bereiche des hochtroposphärischen Windmaximums wird als Nullschichteffekt bezeichnet.

Eine Überraschung besteht im indirekten Nachweis des Vorhandenseins einer Windkomponente vom Tief zum Hoch — also entgegengesetzt zum Gradienten — im Bereiche der Nullschicht. Die Luft, die man zum Aufbau der hochreichenden, steuernden Hochdruckgebiete benötigt, muß also unter Energieverbrauch vom Tief zum Hoch geschafft werden. Ein Vergleich mit älteren Untersuchungen wird daher nahegelegt; J. A. Broun (1849, 1876), Clement Ley (1872, 1877) und vornehmlich H. H. Hildebrandsson (1875, 1877, 1883) konnten nachweisen, daß die mittlere Richtung der Isobaren und jene der oberen bewegten Luftmassen nahezu dieselben sind, daß also in mächtigen Schichten der Troposphäre der geostrophische Wind weht. Daß in rund 9 km Höhe, in der Höhe der Cirren, die Luft sich von der Gegend niedrigen Luftdrucks an der Erdoberfläche entfernt, haben bereits Clement Ley (1872) und H. H. Hildebrandsson (1875) gewußt. Viele Generationen von Meteorologen haben diese Schriften gelesen, an die Tatsachen wohl auch öfters gedacht, aber niemals die Konsequenzen gezogen. Hann allerdings betont: „Würde das Ausfließen der Luft aus der Zyklone im Niveau der Cirrusregion infolge einer Umkehrung der Richtung des Gradienten erfolgen, wie man früher

angenommen hat, so würde infolge der Ablenkung durch die Erdrotation die ausfließende Luft eine antizyklonale Bewegung einnehmen müssen. Da dies nicht der Fall ist, so muß die ausströmende Bewegung gegen den (scheinbaren) Gradienten erfolgen" ([*13*] S. 545).

Diese altbekannten, bisher wenig beachteten Tatsachen gewinnen angesichts der Statistik von Faust erneut Bedeutung. Wir verfügen jetzt über so gutes aerologisches Material, daß wir die Windverteilung bis in große Höhen und hieraus die Existenz der Nullschicht mit all den vorgeführten Konsequenzen ableiten können. Das Verdienst von H. Faust wird durch die eben gemachten Feststellungen keineswegs geschmälert, denn wir alle haben die Ergebnisse der Statistik aus — fast möchte man sagen — der „klassischen" Zeit infolge der beginnenden Untersuchungen über die Physik der atmosphärischen Strömungen vergessen oder ihre Bedeutung nicht erkannt. Jetzt werden die alten Ergebnisse erneut bestätigt und ihnen ein Sinn gegeben. Denn man merkt genau den Schrecken, den Hann bekommen hat, als er im oben erwähnten Zitat schreiben mußte, daß die Bewegungen im Cirrusniveau gegen den Gradienten erfolgen. Er mußte nämlich den Gradienten als einen „scheinbaren" erklären, um sein physikalisches Gewissen zu retten.

Da nun einmal geschichtliche Bemerkungen eingeschlossen wurden, so ist es naheliegend, noch etwas weiter zurückzugehen. A. Sprung behandelt in seinem stellenweise immer noch interessanten Lehrbuch (1885) den Fall des Strömens der Luft gegen den Gradienten. Er beruft sich vornehmlich auf die Bearbeitung des Cirrenzuges durch Hildebrandsson und sieht die Existenz einer Luftbewegung gegen den Gradienten als auf empirischem Wege erwiesen an ([*14*] S. 249). Er zitiert weiterhin Ferrel: „. . . da die Luft in gewöhnlichen Zyklonen unten dem Zentrum zustrebt, muß sie sich oben von demselben entfernen; deswegen müssen die Strömungen in beträchtlichen Höhen nahezu kreisförmig sein, dabei aber ein wenig von den Isobaren etwas nach außen abweichen" ([*14*] S. 212). „Ist aber dieser Vorgang wirklich als erwiesen zu betrachten, so haben wir es im oberen Teile der gewöhnlichen Zyklonen wiederum mit dem interessanten Falle einer Ausnahme vom barischen Windgesetz zu tun, mit einem Ausströmen der Luft gegen den Gradienten" ([*14*] S. 213).

G. Hollmann [*15*] ist es gelungen, den Energieüberschuß in der Nullschicht zu erklären. Er rechnet zu diesem Zwecke mit Kontinuitätsgleichungen für die kinetische Energie. Auf Grund seiner Ergebnisse läßt sich ein Energiestau in der Nullschicht nur so erklären, daß in den energiereicheren Tiefdruckgebieten mehr kinetische Energie nach oben transportiert wird als in den energieärmeren Hochdruckgebieten nach unten. Daß das Tief an kinetischer Energie reicher ist als das Hoch, folgt schon aus der älteren aerologischen Statistik (siehe z. B. die Ergebnisse bei A. Peppler [*7*]). Dieser Zufluß an kinetischer Energie im Niveau der Nullschicht muß hier im Mittel durch eine Strömung gegen den Druckgradienten vernichtet werden.

Zur Frage der Erklärung des Nullschichteffektes wird die analytische Forschung sicher noch gewichtige Beiträge liefern. Hier muß bereits auf

eine weitere Untersuchung von G. Hollmann [*16*] hingewiesen werden, der unter speziellen Voraussetzungen eine Lösung der horizontalen Bewegungsgleichungen für ein baroklines Strömungsfeld angegeben hat, woraus sich eine hypergeostrophische Zonalströmung in der oberen Troposphäre für alle Gebiete mit einem Windmaximum in der vertikalen Verteilung ableiten läßt. Es wird eine zonale Grundströmung betrachtet, die nach der vertikalen Druckkoordinate gemittelt wird. Die effektive zonale Grundströmung ist nun in allen Schichten hypergeostrophisch (bzw. hypogeostrophisch), in denen sie größer (bzw. kleiner) ist als das vertikale Mittel, und zwar ist die ageostrophische Komponente in einer bestimmten Höhe proportional der Differenz aus der Grundströmung in dieser Höhe und ihrem vertikalen Mittel.

In den unteren Schichten der Troposphäre, in der Grundschicht, ist also ein untergradientischer Wind zu erwarten, dessen Existenz uns ja geläufig ist, in den oberen Schichten entsprechend der Zunahme der Windgeschwindigkeit ein hypergeostrophischer Wind, so wie es uns die Statistik nach Faust zeigt. Dieses durch die Analyse bestätigte Ergebnis ist nach Hollmann [*16*] auf das Überwiegen antizyklonaler Zentrifugalbeschleunigungen zurückzuführen, und zwar dort, wo die Zonalströmung größer ist als im vertikalen Mittel. Der effektive Druckgradient ist also zu klein, mithin wird der Wind in diesen Schichten hypergeostrophisch. Damit wird aber letzten Endes der Nullschichteffekt doch als Trägheitserscheinung aufgefaßt, denn der zentrifugale Trägheitswiderstand hat ja den Charakter einer Führungskraft und kann keine Arbeit erzeugen. Die in der Nullschicht strömende Luft muß also ihre Energie bereits mitbringen.

V. Die Adaptationsschicht

Über das Vorherrsehen und die Erhaltung der Schichtung in der Troposphäre ist noch einiges zu bemerken. Teisserenc de Bort hat uns die so außerordentlich fruchtbringenden und glücklich gewählten Begriffe der Stratosphäre und Troposphäre geschenkt. Der vertikale Großaustausch in der Troposphäre erscheint uns nun keineswegs so ungeordnet wie der kleinräumige Massenaustausch in den bodennahen Luftschichten. Wenn wir von dem protuberanzenartigen Emporschießen der Cumulo-Nimben absehen, die oft nur einzeln die große Sperrschicht der Peplopause durchbrechen, kennen wir vornehmlich die großräumigen Auf- und Abwärtsbewegungen in den Tief- und Hochdruckgebieten. Nach dem Zyklonenmodell der Bergener Schule geschieht das Aufsteigen als Aufgleiten, das Absteigen als Abgleiten, so daß man insgesamt von einem Gleitaustausch spricht. Da die Diskussion der Mechanik dieser Prozesse unser Schrifttum anfüllt, so erübrigt sich hier jede weitere Ausführung.

Notwendig erscheint jedoch der Hinweis, daß man eine frühere Feststellung fast ganz vergessen hat, die vor 30 bis 40 Jahren Gemeingut der Aerologen war, „wonach für die Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre vertikale Luftströmungen durchaus nicht die ausschlaggebende Bedeutung besitzen, die man ihnen gerne zuschreibt, daß sich vielmehr auch in der Troposphäre die Schichtungen wesentlich erhalten, sich meist nur durch

Ändern ihrer Mächtigkeit, durch „Schrumpfen" und „Strecken", , umgestalten" (W. SCHMIDT [*17*]).

Diese Auffassung, die dahin zu präzisieren ist, daß SCHMIDT hier unter vertikalen Luftströmungen solche versteht, die unbehindert die ganze Troposphäre durchsetzen können, möchte der Verfasser zur Erklärung vieler Erscheinungen wieder mehr in den Vordergrund gerückt sehen. Die ihr zugrunde liegende Vorstellung vom Vorherrschen von Schichtbildungen soll damit nicht übertrieben werden. Aber die Auffassung, daß diese keine wesentliche Rolle spielen, wie dies letzten Endes bei der Konzeption der modernen Zyklonenmodelle angenommen wird, stellt ebenfalls eine Einseitigkeit dar. Die statistische Bearbeitung aerologischer Aufstiege mit Hinblick auf das Schrumpfen und Strecken durch W. SCHMIDT hatte das Ergebnis, „daß es hauptsächlich zwei ‚aktive Schichten' der Atmosphäre sind, eine untere vom Boden bis etwa 3 km, eine obere um Höhen von 9 bis 10 km, in welchen Schrumpfung und Streckung am ausgeprägtesten auftreten und sich insbesondere die Achsen am häufigsten vorfinden. Die mittleren Schichten der Troposphäre folgen mehr passiv mit, einmal mehr von der Tiefe, ein andermal mehr von der Höhe aus beeinflußt" [*17*].

Bei diesem Prozeß des An- und Abschwellens der Mächtigkeit von Schichten läßt sich eine bestimmte Höhe angeben, in der die Luft wesentlich unverändert bleibt und die als Achse des Schwellens bezeichnet wird. Die Bestimmung der Achsen ist für die vorliegende Betrachtung von besonderer Bedeutung. Schichtpakete mit den verschiedensten Temperaturgradienten, auch mit dazwischen geschalteten Inversionen, können sich ohne Hindernis zu einem gemeinsamen Körper zusammenfinden, so daß bei eintretendem Schwellen die einzelnen Lagen ihre Dicke in merklich demselben Verhältnis ändern.

Es wäre nun naheliegend, daß die untere Achse des Schwellens an der Erdoberfläche liegen würde. Bekanntlich erreichen aber die uns aus der Praxis bekannten Schrumpfungsinversionen den Erdboden nicht. Eine mindestens einige hundert Meter mächtige Schicht verbleibt unberührt von diesem Vorgang unterhalb der absinkenden Luftmasse, auch in der Statistik treten deutliche Maxima derartiger Achsen des Schwellens noch in den Höhen von 1 bis 2½ km auf. Die untere Schicht, in der die Luftmassen die geringste vertikale Verschiebung erleiden, ist die eingangs erwähnte Grundschicht, und hier vornehmlich die Peplopausenschicht, die nach W. SCHMIDT als eine „aktive" Schicht in der Atmosphäre zu kennzeichnen ist. Die andere sich ganz deutlich abhebende Schicht, die als zweite „aktive", als obere Achse des Schwellens zu kennzeichnen ist, liegt bei etwa 9 bis 10 km. Erinnern wir uns, daß die Nullschicht in der Definition von FAUST gerade als Schicht geringster vertikaler Bewegungen definiert wurde, so ergibt sich sofort, daß die beiden genannten Forscher mit ganz verschiedenen Methoden zum gleichen Ergebnis gelangt sind, daß also die Ergebnisse als gesichert angesehen werden können.

Hier soll nur die Vorstellung von den beiden aktiven Schichten, in denen die vertikalen Verschiebungen am geringsten sind, weitergeführt werden. Schon SCHMIDT [*17*, *18*] weist darauf hin, daß damit nicht gesagt

ist, daß nicht gerade hier in erster Linie der Sitz jener Kräfte sich befinden kann, dem die Vertikalbewegungen in der Zwischenzeit ihre Ursache verdanken.

Die untere Grenze des Schrumpfens liegt in der Peplopausenschicht bzw. in der Peplopause selbst; dieser Vorgang spielt für die Erklärung der Grundschicht eine ausschlaggebende Rolle. Man vergleiche hierzu die Ausführungen in der Monographie des Verfassers [*1*]. Die unruhigsten Schichten der Troposphäre fallen auf die Höhe von 5 bis 6 km, hier können nach Schmidt im Laufe von 24 Stunden schon Vertikalbewegungen bis zu 600 m vorkommen.

Ein Nebenergebnis bei Schmidt ist noch beachtenswert, indem er darauf hinweist, daß in einer großen Zahl von Fällen bis etwa 10 km Temperaturzu- oder -abnahme erfolgt, darüber die umgekehrte Temperaturänderung eintritt. Es handelt sich um den gleichen Mechanismus, den Faust für die Nullschicht in Anspruch nimmt.

Die Vertikalgeschwindigkeiten beim Schwellen sind natürlich recht gering, sie sind wesentlich kleiner — durchschnittlich wohl nur 1% — der üblichen Vertikalbewegungen, die uns von der Bildung der Wolken mit vertikalem Aufbau her geläufig sind. Man muß aber berücksichtigen, daß sie dafür stetiger sind und länger anhalten, vor allen Dingen aber auch einen größeren horizontalen Bereich betreffen, daher letzten Endes doch außerordentlich wetterwirksam sein können.

Wenn wir weiter berücksichtigen, daß in dieser Mittelschicht der Troposphäre das geostrophische Gleichgewicht des Windes vorherrscht, daß also hier das erfüllt ist, was N. Shaw die Adaptation zwischen Druck- und Windfeld nennt, so haben wir alle wesentlichen Eigenschaften dieser Mittelschicht erwähnt, insbesondere diejenigen dynamischer Art, die für den Aufbau der Hoch- und Tiefdruckgebiete kennzeichnend sind. Man sieht sofort, daß diese Mittelschicht, die man besonders mit Hinblick auf das wichtige Verhalten zum geostrophischen Gleichgewicht und der fortgesetzten Anpassung zwischen Druckgebiet und Wind Adaptationsschicht nennen kann, sowohl im Modell des Tiefs als auch des Hochs auftreten muß. Die eingangs erwähnte Forderung, die Modelle für beide Druckgebilde niemals unabhängig voneinander aufzustellen, hat sich auch hier bestätigt. Grundschicht und Nullschicht sind die aktiven Schichten im Hoch und Tief, als mehr passive Schicht liegt dazwischen — wesentlich von 4 bis 7 km — die Adaptationsschicht, die sich vornehmlich um das sogenannte divergenzfreie Niveau gruppiert, das in der Höhe von 4 bis 5 km liegt und bei allen theoretischen Untersuchungen eine so bedeutende Rolle spielt.

Das divergenzfreie Niveau und die unmittelbar sich daran anschließenden Höhen zwischen der Peplopausenschicht und der Nullschicht sind in dynamischer Hinsicht vornehmlich ausgezeichnet durch ein Vorherrschen des geostrophischen Gleichgewichtes und bei Störungen hiervon durch die Anpassung des Druckfeldes an das Strömungsfeld. Die Versuche zu einer analytischen Lösung dieses für das Wettergeschehen so außerordentlich wichtigen Prozesses können hier nicht erwähnt werden; umfangreiche Literaturzusammenstellungen finden sich bei F. Möller [*19*], B. Haurwitz [*20*],

P. Raethjen [*21*] und G. Hollmann [*22*], die neben anderen das Problem behandelt haben.

Die Adaptationsschicht wird auch gekennzeichnet durch die Temperaturgradienten. W. Schmidt hat eine frühe Statistik [*18*] erstellt, die für unseren Zweck insbesondere dadurch verwendbar ist, weil sie nicht nur Mittelwerte, sondern auch Häufigkeitsverteilungen gibt. Zunächst wird eine Auszählung der Fälle des Auftretens einer Inversion gebracht. Gut hebt sich die Grundschicht bis 1 bis 2 km heraus. Die Adaptationsschicht liegt bei 4 bis 7 km Höhe, denn in diesem unruhigsten Teile der Troposphäre sind Inversionen nach den graphischen Darstellungen der Häufigkeitsverteilung der Gradienten besonders selten. Die relativ hohen Werte der vertikalen Temperaturgradienten und deren geringe Streuung sind eben auffallend, weil die Ereignisse in dieser Schicht relativ einförmig sind. Alle Indizien weisen darauf hin, daß das Wettergeschehen hier passiver Natur ist.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, soll noch einmal ausdrücklich hervorgehoben werden, daß diese Betrachtungen die Modifikationen, die durch die Lage dieser Druckgebilde in dem räumlichen Temperaturfelde zu advektiven Temperaturänderungen, also beispielsweise zum Gleitaustausch führen, nicht berücksichtigen können, daß sie also gar nicht den Anspruch erheben, vollständig die erwünschten Modellvorstellungen zu geben. Sie sind eben notwendig, aber nicht hinreichend, wie man sich in solchen Fällen wohl auszudrücken beliebt.

Diese Anschauungen über die Schichtungen der Troposphäre führen also zu dem Ergebnis, daß das Wettergeschehen in der Adaptationsschicht, das sich uns besonders im Wolkenbild so auffallend darstellt und das daher bei allen Zyklonenmodellen so eingehend berücksichtigt wird, das insbesondere durch die Wetterkarten des 500-mb-Niveaus so stark im Blickfelde des Synoptikers liegt, ursächlich gesehen zurücktreten müßte gegenüber den Ereignissen, die in dieser Darstellung besonders hervorgehoben wurden. Dies würde bedeuten, daß die Fronten und Diskontinuitäten, die im Zyklonenmodell der Bergener Schule als die primäre Erscheinung angesehen werden, nicht diesen Vorrang verdienen, daß sie vielmehr sekundäre Erscheinungen sind; sie begleiten das Wetter in einer Frontalzyklone, sind aber nicht die Ursache der Zyklogenese. Eines der auffallendsten Beispiele einer modernen Wetterlagenanalyse bei entstehender Zyklogenese hat H. Riehl vorgelegt [*23*]. Diese Untersuchung, die dadurch bekannt wurde, daß hier der Begriff Strahlstrom (jet) zum ersten Male bestimmt angewandt wurde, behandelt den Fall einer Zyklogenese unter Ausfall der kennzeichnenden mitteltroposphärischen Vorgänge. Daß der Strahlstrom eine Erscheinung der Nullschicht ist, soll hier nicht weiter diskutiert werden, H. Faust hat diese Zusammenhänge ausführlich dargestellt [*4, 5*]. Hier soll nur darauf hingewiesen werden, daß der bei Riehl [*23*] geschilderte Fall einer Zyklogenese über Nordamerika vom 27. bis 29. Januar 1947 eindeutig die Entwicklung der Nullschicht — hier insbesondere die des Strahlstromes — zeigte bei fast völligem Fehlen der charakteristischen Vorgänge an der viel tiefer gelegenen Frontalzone. Es wird zwar nicht behauptet, daß der Strahlstrom die

betreffende Zyklonenbildung selbst ausgelöst hätte. Dazu fehlte eben die Vorstellung von der dynamischen Bedeutung der Nullschicht, die eben H. Faust zur Diskussion gestellt hat. Niemand, der die Entwicklung der Kritik der modernen Zyklonenmodelle verfolgt hat, wird verkennen können, daß hier höchst bedeutungsvolle Ansätze zu einer Weiterführung dieser Kernprobleme der Meteorologie vorliegen, an denen man nicht achtlos vorbeigehen darf.

VI. Die Kohärenz von Hoch und Tief

Diese Vorgänge des Schrumpfens und Streckens verlangen Kompensationsströmungen ganz in dem Sinne, wie sie Faust als Ergebnis seiner statistischen Untersuchungen fordert, die auch Schmidt in einem speziellen Beispiel nachgewiesen hat. Der Schrumpfungsvorgang in ausgedehnten Antizyklonen ist nur möglich bei einem „fortdauernden seitlichen Auspumpen" — wie Schmidt sich ausdrückt; dieses Auspumpen erfolgt durch das ageostrophische Strömen in den untersten beiden Kilometern vom Hoch zum Tief. Da das Schrumpfen oberhalb der Peplopause ein Ende hat, so kann die gesamte Peplopausenschicht noch diese ageostrophische Windkomponente aufweisen.

Ein gleiches Absaugen muß dann entsprechend beim Strecken im Bereiche der Nullschicht vor sich gehen, um diesen Prozeß überhaupt erst einzuleiten. In den beiden genannten Fällen braucht man natürlich auch noch ein Einpumpen, wozu bei den geschilderten Modellvorstellungen genügend Möglichkeiten bestehen. Besonders im zuletzt genannten Falle ist es verständlich, wenn im gesamten Bereiche des Tiefs eine allgemeine Vertikalbewegung notwendig wird, um den Massenausfluß in der Nullschicht zu kompensieren, ein Zufluß, der dann zur Auflösung der Peplopause führt, so daß der Reibungsraum der Grundschicht ohne markante Trennung gleich in die Adaptationsschicht übergeht.

Die Frage der Lokalisation dieses seitlichen Ein- und Auspumpens hat E. Palmén mehrfach behandelt und in Beziehung gesetzt zu den Strömungsschemata im Tief und Hoch. Voraussetzung für seine Untersuchung ist die Annahme, daß die Luftdruckschwankungen in höheren Schichten an Diskontinuitätsflächen gebundene dynamische Druckänderungen sind. Die an diesen Diskontinuitätsflächen auftretenden Zirkulationsbeschleunigungen erhöhen die Windgeschwindigkeiten, weil die kinetische Energie auf Kosten der potentiellen Energie der Solenoide an den Diskontinuitätsflächen wächst. Dies entspricht den Vorstellungen, die V. Bjerknes theoretisch entwickelt hat [*24*]. Wenn die Windgeschwindigkeit in bestimmten Schichten größer wird, also diese dem geostrophischen Winde entspricht, so muß eine vergrößerte Coriolisbeschleunigung auftreten, die in Zyklonen luftauspumpend und in Antizyklonen lufteinpumpend wirkt [*25*]. Palmén sucht nun auch die wichtige Frage nach der Höhenlage dieser Pumpprozesse zu beantworten. Er gibt in seinen beiden getrennten Schemata der Zyklogenese und der Antizyklogenese als das Niveau des Auspumpens in der Zyklone die Höhen von 2 bis 6 km und das des Einpumpens in der Antizyklone die von 4 bis 8 km an [*26*]. In einer späteren Untersuchung, aus-

gehend von speziellen Verhältnissen in Polarluft, legt er das Niveau des Ein- und Auspumpens sowohl in der Antizyklone wie in der Zyklone in Höhen von 5 bis 9 km [27].

Palmén gibt nicht an, worauf sich seine Höhenangaben stützen. Es muß aber angenommen werden, daß die Analysen der synoptisch-aerologischen Lagen die betreffenden Unterlagen geliefert haben. Diese Methode steht natürlich an Exaktheit hinter einer Auswahlstatistik, wie diese Faust verwendet, weit zurück. Die ageostrophischen Komponenten und damit die Winkelabweichungen sind so gering, daß diese sich im Einzelfall gewöhnlich der genauen Feststellung entziehen und nur im Mittel eines größeren Kollektivs herausgearbeitet werden können.

Palmén behandelt zwar gleichzeitig Zyklogenese und Antizyklogenese, befolgt dagegen nicht das eingangs aufgestellte Prinzip der Kohärenz von Hoch und Tief, was leicht zu Fehlschlüssen führen kann.

Dies gilt bereits für die Divergenzen in den unteren Schichten des Hochs und die entsprechenden Konvergenzen im Tief. Dieser Massenfluß findet zu einem erheblichen Teile unterhalb der Peplopause statt, d. h. man kann überhaupt kein geschlossenes Zirkulationsschema für Hoch und Tief für sich entwickeln. Bereits durch die Grundschicht sind Hoch und Tief eng miteinander verzahnt, beide Druckgebilde müssen als kohärent betrachtet werden. Man darf sich daher gar nicht wundern, wenn die Zahlenwerte für die betreffenden Höhen des Massenausgleichs bei Faust und Palmén nicht übereinstimmen.

Ein Gleiches gilt für die Anwendung der Entwicklungstheorie von Sutcliffe [28]. Auch hier ist das Schema der zyklonalen Entwicklung aus den gleichen Gründen unzulänglich wie bei Palmén, unbestimmt auch hier die Höhenlage des maximalen Auspumpens. Die 500-mb-Fläche kann schon deswegen nicht gewählt werden, weil sie mitten in der Adaptationsschicht liegt, wo in der Regel kaum Divergenzen auftreten.

Es ist überhaupt schwierig für praktische Rechnungen, von vornherein ein festes Druckniveau anzugeben. Auch die gelegentlich vorgeschlagene Annahme der 300-mb-Fläche ist im Grunde genommen zu starr. Derartige Methoden müßten viel elastischer den jeweiligen individuellen Witterungsverhältnissen angepaßt werden. Hier scheint die Konzeption der Nullschicht weiter zu helfen. Zeigt die Atmosphäre ein scharf begrenztes Windmaximum in der oberen Troposphäre, so kann die jeweilige Lage der Nullschicht leicht bestimmt werden, was möglicherweise eine Berechnung des Massenabflusses im Niveau der Nullschicht gestatten kann.

Eine Bestätigung dieser Anschauung von der Lokalisation der aktiven Niveaus mit Bezug auf die entscheidenden Druckänderungen gibt die statistische Untersuchung von S. Hess [29] über die Vertiefung und Ausfüllung von außertropischen Zyklonen. Er sagt, daß die Vertiefung oder das Ausfüllen in erster Linie das Ergebnis von Druckänderungen in der Schicht 0 bis 3 km (d. i. die Grundschicht) und oberhalb 10 km (im wesentlichen also die Nullschicht) ist. Bei seinem Beobachtungsmaterial (Nordamerika, 1 Jahr) entfallen davon 49% auf die Grundschicht und 33% auf die Nullschicht.

Wenn man versuchen will, ein Schema der Entwicklung der Druckgegensätze zwischen Hoch und Tief zu entwickeln, so muß man sich darüber klar sein, daß die hier vorgetragenen Betrachtungen sich nur auf zusätzliche vertikale und horizontale Massenverlagerungen beziehen, daß es nach unserer Kenntnis des Verlaufs der Luftbahnen (Trajektorien) ein hoffnungsloses Unternehmen wäre, die tatsächlichen Bewegungen in ein Zirkulationsschema bringen zu wollen. Denn von einer Zirkulation darf man nur sprechen, wenn es gelingt, geschlossene Strombahnen festzulegen.

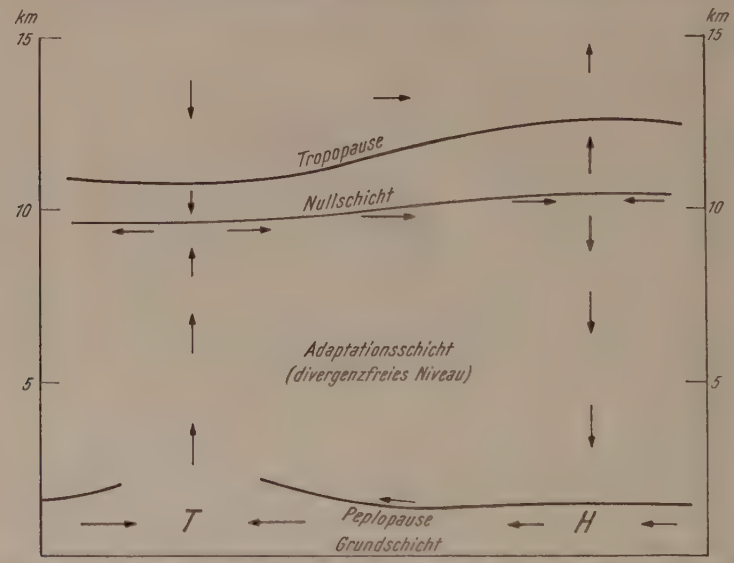

Abb. 1. Schematischer Vertikalschnitt durch kohärente Hoch- und Tiefdruckgebiete. Zusätzlicher horizontaler (ageostrophischer) und vertikaler Massenfluß

Des weiteren muß beachtet werden, daß die horizontalen und vertikalen Zusatzgeschwindigkeiten von ganz verschiedener Größenordnung sind und daß man bei der üblichen, oft tausendfachen Überhöhung in der Darstellung der vertikalen Ausdehnung dieser Druckgebilde leicht zu gänzlich irreführenden Vorstellung kommt. Daher sollte man das Schema des zusätzlichen ageostrophischen Massenflusses zwischen kohärenten Hoch- und Tiefdruckgebieten etwa so entwerfen, wie in Abb. 1 angegeben.

Diese Kohärenz von Hoch und Tief ist uns von den weiträumigen Wetterkarten her geläufig. Die schachbrettartige zonale Anordnung der Aktionszentren bzw. das Viererdruckfeld im Bereich einer Frontalzone sind Beispiele hierfür und stützen somit die hier vorgetragene Grundanschauung.

VII. Auswirkungen der Polarität von Grundschicht und Nullschicht

Die Aufgliederung der Troposphäre in drei konstitutive horizontale Schichten wurde nach den Auswirkungen vorgenommen, die das Zustande-

kommen des geostrophischen Gleichgewichts bzw. die Abweichungen von diesem Gleichgewicht nach sich ziehen. Wir haben uns an die Vorstellung gewöhnt, daß die Erdoberfläche als eine Fläche des Druckausgleichs anzusehen ist. Dieser Druckausgleich wird aber nur angestrebt, kommt jedoch glücklicherweise nie endgültig zustande, weil die Bewegungen in der Lufthülle niemals enden. Außerhalb der inneren Tropenzone wirkt die Coriolisbeschleunigung erhaltend auf die Bewegung. Die Reibung der Luft an der Erdoberfläche strebt den Druckausgleich an; oder genauer gesprochen, gibt die Existenz einer Grenzschicht am Grunde der Atmosphäre zur Erdoberfläche hin, also die Existenz der Grundschicht, eine Möglichkeit der ungefähren Einhaltung des Gleichgewichts aller Bewegungen in der Lufthülle. Diese würden aber mit den Druckgegensätzen immer weiter wachsen, wenn nicht in den Bewegungsmechanismus die Reibung eingeschaltet wäre, die für den Druckausgleich Sorge trägt.

Das geostrophische Gleichgewicht ist in der Grundschicht im Sinne der Entstehung hypogeostrophischer Winde gestört, wie wir es seit der ersten Entdeckung dieses Vorganges durch Buys-Ballot vor 100 Jahren wissen. Wir können aber erst heute deuten, was wir bereits seit über 80 Jahren wissen, daß es eine hoch in der Atmosphäre gelegene Schicht gibt, in der hypergeostrophische Winde wehen. Von dieser Schicht wissen wir, daß sie im Mittel bei 10 km liegt (Nullschicht).

Die hypogeostrophischen Winde können als solche durch die Beobachtungen bereits erkannt werden; die hypergeostrophischen Winde der Hochtroposphäre sind uns als solche nur durch Kollektivaussagen bekannt, da die einzelnen Windmessungen zu ungenau sind.

Die Anführung dieser vorgenannten, uns teilweise recht trivial erscheinenden Tatsachen erfolgte nur, um das polare Verhältnis zwischen Grundschicht und Nullschicht darlegen zu können. Daß der Druckausgleich in der Atmosphäre niemals zustande kommt, daß er sich nur lokal vollziehen kann — eben bei der Auflösung vereinzelter Hoch- und Tiefdruckgebiete — ist auf den Nullschichteffekt zurückzuführen, der die steuernden, hochreichenden Druckgebilde — Tief und Hoch — aufbauen hilft. Weil in der Nullschicht wiederum eine Abweichung vom geostrophischen Gleichgewicht auftritt, wodurch hier hypergeostrophische Winde wehen, kommt der für die Erhaltung der Druckgebilde nötige Massenfluß vom tiefen zum hohen Druck zustande, womit die Druckgegensätze erhalten bleiben. Daß dieser fortgesetzte Aufbau der Druckgegensätze eine Grenze findet, ist durch die Existenz der Grundschicht bedingt. Bei der Verfolgung der polaren Gegensätze zwischen beiden Schichten sind wir somit wieder am Ausgangspunkt angelangt.

Man kann nun nicht erwarten, daß beide Effekte gleichzeitig und im gleichen Ausmaße wirken. Dies bedeutet, daß sich an keiner Stelle mehr als ein quasistationäres Gleichgewicht einstellen kann, daß es zu keinen stationären Zirkulationen kommt. Damit entfällt wohl auch die Möglichkeit der Entstehung echter Wellenbewegungen im Luftmeere. Alle diese Tatsachen sind uns geläufig, sie erschweren unsere tägliche Wettervorhersage, weil wir eben keine Gesetze der Bewegungen in der Atmosphäre er-

warten dürfen, die mit den Keplerschen Gesetzen formal verglichen werden können.

Die dynamische Bedeutung von Grundschicht und Nullschicht kann man nur verstehen, wenn man beide Schichten als einander polar zugeordnet ansieht. Weitere Einzelheiten, die die vorstehenden Ausführungen ergänzen und den Sinn dieser Betrachtungsweise weiter darlegen sollen, haben H. Faust und der Verfasser an anderer Stelle gegeben [*30. 31*].

Literatur

1. Schneider-Carius, K.: Die Grundschicht der Troposphäre. Leipzig 1953.
2. — Die dynamische Bedeutung der Grundschicht. Ber. Deutsch. Wetterd. US-Zone Nr. 12, 60—64 (1950).
3. Faust, H.: Die Nullschicht, der Sitz des troposphärischen Windmaximums. Meteor. Rundsch. **6**, 6—15 (1953).
4. — Nullschichteffekt und Frontalzonen. Arch. Met. Geoph. Biokl. A **6**, 334—369 (1954).
5. — Übergradientische Winde in der Nullschicht und das Problem der Strahlströme. Arch. Met. Geoph. Biokl. A **8**, 45—71 (1955).
6. Wagner, A.: Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre. Beitr. Phys. fr. Atm. **3**, 57—167 (1910).
7. Peppler, A.: Zur Kenntnis der Luftströmungen in großen Höhen über Zyklonen und Antizyklonen. Beitr. Phys. fr. Atm. **6**, 73—99 (1914).
8. — W.: Die Windverhältnisse der freien Atmosphäre. Arb. Preuss. Aeron. Obs. Lindenberg **13**, 50—65 (1919).
9. Berg, H.: Höhenwindverhältnisse über Westdeutschland. Wetter und Klima **2**, 97—103 (1949).
10. Schedler, A.: Über den Einfluß der Lufttemperatur in verschiedenen Höhen auf die Luftdruckschwankungen am Erdboden. Beitr. Phys. fr. Atm. **7**, 88—101 (1917).
11. Haurwitz, B.: Beziehungen zwischen Luftdruck- und Temperaturänderungen. Veröff. Geophys. Inst. Leipzig II. S., Bd. III, H. 5 (1927).
12. Faust, H.: Der Nullschichteffekt als Funktion der Schärfe des Maximums in der vertikalen Windverteilung. Meteor. Rundsch. **8**, 45—50 (1955).
13. Hann: Lehrbuch der Meteorologie. 1. Aufl. Leipzig 1901 (S. 516); 4. Aufl., Leipzig 1926 (S. 545).
14. Sprung, A.: Lehrbuch der Meteorologie. Hamburg 1885.
15. Hollmann, G.: Zur Frage des Nullschichteffektes und der Strahlströme. Meteor. Rundsch. **7**, 166—170 (1954).
16. — Über- und untergradientische barokline Zonalströmung als Lösung der hydrodynamischen Gleichungen. Meteor. Rundsch. (im Druck).
17. Schmidt, W.: Schrumpfen und Streeken in der freien Atmosphäre. Beitr. Phys. fr. Atm. **7**, 103—149 (1917).
18. — Häufigkeitsverteilung des vertikalen Temperaturgradienten. Beitr. Phys. fr. Atm. **7**, 51—70 (1917).
19. Möller, F.: Abweichungen der Bewegungen vom geostrophischen Kräftegleichgewicht. Hann, Lehrbuch der Meteorologie. 5. Aufl., S. 516 bis 525, Leipzig 1943.
20. Haurwitz, B.: On the relation between the wind field and pressure changes. J. Meteorol. **3**, 95—99 (1946).
21. Raethjen, P.: Gegenseitige Adaptation der Druck- und Stromfelder. Arch. Met. Geoph. Biokl. A, **2**, 207—222 (1950).

22. Hollmann, G.: Über die Beziehung zwischen Wind- und Druckfeld in Abhängigkeit von der geographischen Breite. Meteor. Rundsch. **8,** 79—82 (1955).
23. Riehl, H.: Jet stream in upper troposphere and cyclone formation. Transactions Amer. Geophys. Union, **29,** 175—186 (1948).
24. Bjerknes, V.: On the dynamics of the circular vortex with applications to the atmosphere and atmospheric vortex and wave motions. Geof. Publ. Vol. II, Nr. **4,** S. 76—77 (1921).
25. Palmén, E.: Über die Natur der Luftdruckschwankungen in höheren Schichten. Beitr. Phys. fr. Atm. **14,** 147—153 (1928).
26. — Die Beziehungen zwischen troposphärischen und stratosphärischen Temperatur- und Luftdruckschwankungen. Beitr. Phys. fr. Atm. **17,** 102—116 (1931).
27. — Versuch zur Analyse der dynamischen Druckschwankungen in der Atmosphäre. Beitr. Phys. fr. Atm. **19,** 55—70 (1932).
28. Sutcliffe, R. C.: A contribution to the problem of development. Quart. J. R. Met. Soc. **73,** 370—383 (1947).
29. Hess, S.: A statistical study of the deepening and filling of extratropical cyclones. J. Meteorol. **2,** 179—184 (1945).
30. Schneider-Carius, K. und H. Faust: Grundschicht und Nullschicht der Atmosphäre. Geofisica pura e applicata **26,** 119—226 (1953).
31. — Energieakkumulation in Grundschicht und Nullschicht. Geofisica pura e applicata **33,** 245 (1956).

551.509.53:551.524.2

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Wien)

Über den Wärmehaushalt der unteren Luftschichten an heiteren Tagen und die Prognose des Maximums der Lufttemperatur

Von

F. Knizek und H. Reuter

Mit 7 Textabbildungen

Zusammenfassung. Eine für die Praxis bedeutungsvolle Methode der Vorhersage der Tageshöchsttemperatur beruht auf der Kenntnis der zwischen dem Radiosondenaufstieg am Morgen und dem Zeitpunkt der Erreichung der Maximumtemperatur am frühen Nachmittag an die unteren Luftschichten abgegebenen Wärmemenge. Für heitere und windschwache Tage wurde an Hand des Beobachtungsmaterials der Jahre 1949 - 1951 für Wien dieser Energiebetrag sowohl durch direkte Planimetrierung der Fläche zwischen zwei Tautochronen im Temperatur-Druck-Diagramm als auch durch Wärmebilanzbetrachtungen bestimmt und Monats- bzw. Zehntagemittel abgeleitet. Dabei stellte sich folgendes wichtige Ergebnis heraus: Während der Zeit des Erwärmungsprozesses, d. h. vom Minimum bis zum Maximum der Temperatur, wird unabhängig von der Größe der Einstrahlung im Mittel fast genau die eine Hälfte der aufgenommenen (absorbierten) Globalstrahlung zur Erwärmung des Bodens und zur Abstrahlung im Langwelligen (effektive Ausstrahlung), die andere Hälfte zur Erwärmung der unteren Luftschichten und zur Verdunstung verwendet. Eine Überprüfung der Genauigkeit der Vorhersage der Maximumtemperatur mit der hier geschilderten Methode ergab in insgesamt 80 Fällen einen mittleren Fehler von nur 1,2° C.

Summary. A practical method of maximum temperature forecasting makes use of the fact, that it is possible to predict the daily maximum temperature provided the energy available for heating the lowest layers of the atmosphere is known for the period from the morning radiosonde ascent until the time of maximum temperature. Using observations on clear and calm days in Vienna for the years 1949 - 1951 this amount of energy has been determined both by planimetry of the respective area in the temperature-pressure diagram and by calculating the heat balance at the earth's surface; thus monthly and ten days means were derived. As an important result of these investigations the following rule was obtained: During the period of the heating process, i. e. from minimum to maximum temperature, almost exactly one half of the amount of incoming radiation absorbed at the earth's surface is used for

heating the ground layers and for long-wave back radiation (effective outgoing radiation), the other half for heating the atmospheric layers near the ground and for evaporation. Testing the accuracy of this forecasting method for a total of 80 cases the mean error was found to be only 1.2, C.

Résumé. Une méthode pratique de prévision du maximum diurne de température se fonde sur la connaissance de la quantité de chaleur fournie aux couches basses de l'atmosphère entre le sondage aérologique du matin et l'heure du maximum de température du début de l'après-midi. Cette quantité d'énergie a été déterminée pour des jours clairs et calmes à partir des observations faites à Vienne en 1949 – 1951, par planimétrie des surfaces comprises entre tautochrones sur les diagrammes température-pression, mais aussi à l'aide du calcul du bilan de chaleur et des moyennes mensuelles ou décadaires. Le résultat peut se formuler comme suit: Pendant la durée du réchauffement, c'est à dire depuis le minimum jusqu'au maximum de température et quel que soit l'intensité du rayonnement, presque exactement une moitié du rayonnement global absorbé contribue en moyenne à réchauffer le sol qui émet à grande longueur d'onde et l'autre moitié est absorbée par les basses couches d'air et par l'évaporation. Un contrôle de l'exactitude de cette méthode de prévision du maximum de température a fourni dans 80 cas une erreur moyenne de 1,2° C seulement.

I. Einleitung

Die Wärmebilanzgleichung der Erdoberfläche ($z = 0$) kann bei Annahme ausschließlich vertikaler Wärmetransporte in der Form

$$\pm B \pm L = \alpha (S + D) - \varepsilon R \mp V \tag{1}$$

mit

$$B = k_1 \left(\frac{\partial T_1}{\partial z}\right)_o, \quad L = c_p A \left(\frac{\partial T_2}{\partial z} + \gamma_t\right)_o, \quad R = \sigma T_o^4 - G \tag{2}$$

geschrieben werden, wenn für die Vorgänge im Erdboden $z < 0$, für diejenigen in der Atmosphäre $z > 0$ gilt und ferner

T_1 die Temperatur im Erdboden,
T_2 die Temperatur in der Luft,
k_1 die Wärmeleitfähigkeit des Bodens,
A der Austauschkoeffizient in der Luft,
c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck,
γ_t der trockendiabatische Temperaturgradient,
S die Sonnen- und D die Himmelsstrahlung,
ε der Absorptionskoeffizient für langwellige und α der für kurzwellige Strahlung,
σT_o^4 die Schwarzstrahlung der Erdoberfläche,
G die atmosphärische Gegenstrahlung und
V der Wärmeverlust (Gewinn) durch Verdunstung (Kondensation) ist.

Die in (1) bzw. (2) auftretenden Terme der Gesamtbilanz sind zum Teil ohne besondere Schwierigkeit experimentell bestimmbar. So läßt sich bekanntlich die Strahlungsbilanz $S_B = \alpha (S + D) - \varepsilon R$ mit einem geeigneten Instrument in einem Arbeitsgang messen. Auch die innerhalb eines bestimmten Zeitraumes den obersten Bodenschichten

zugeführte oder von diesen abgegebene Wärmemenge B kann ohne weiteres berechnet werden, wenn entsprechende Temperaturmessungen im Boden vorliegen. Es wird dann

$$B = \int_0^z \varrho_1 c_1 [T_1(z, t_o) - T_1(z, t_1)]\, dz \tag{3}$$

mit ϱ_1 = Dichte, c_1 = spezifische Wärme des Bodens und T_1 (z, t_o) bzw. T_1 (z, t_1) = Tautochronen der Bodentemperatur zu der Zeit t_o bzw. t_1. Das Integral (3) läßt sich durch Planimetrieren auswerten, wenn ϱ_1 und c_1 als von der Tiefe, d. h. von z unabhängig angenommen werden.

Weitaus schwieriger gestaltet sich die Bestimmung der Größen L und V. Kann die Verdunstung gemessen oder mittels Überlegungen aus der Theorie der atmosphärischen Turbulenz berechnet werden, läßt sich L als Restglied der Gleichung (1) angeben. Doch wird dies bei der in den meisten Fällen ziemlich unsicheren Bestimmung von V nur eine größenordnungsmäßige Abschätzung liefern. Andererseits ist aber gerade der Betrag der an die Luft abgegebenen Wärmemenge meteorologisch äußerst bedeutungsvoll, da die Energiezufuhr praktisch nur von der durch die Sonnenstrahlung erwärmten Erdoberfläche erfolgt, wogegen die durch direkte Absorption bedingte Wärmeaufnahme in den meisten Fällen vernachlässigbar gering erscheint.

Grundsätzlich läßt sich zur Berechnung von L dieselbe Methode wie bei B gemäß der Gleichung (3) anwenden. Allerdings bereitet die leichte Beweglichkeit der Luft dabei eine große Schwierigkeit, da der Erwärmungsprozeß dadurch niemals auf eine über der Heizfläche befindliche Luftsäule beschränkt bleibt und dadurch advektive Vorgänge in zunächst unkontrollierbarer Form in den Erwärmungsprozeß eingreifen. Weiters ist zu bedenken, daß die Erwärmung der unteren Luftschichten nicht allein durch Wärmeleitung, sondern auch durch Freiwerden latenter Wärme bei Kondensationsvorgängen hervorgerufen sein kann, was eine zusätzliche Komplizierung darstellt. Es ist daher sinnvoll, eine Berechnung der Größe L unter solchen Umständen vorzunehmen, bei denen die Gleichung (2) für L zu Recht besteht und nicht andere Prozesse das Übergewicht erhalten. Dies führt zunächst zur Auswahl windschwacher, heiterer Tage. Überdies wird es zweckmäßig sein, nur den Zeitraum vom Beginn der Tageserwärmung der Erdoberfläche (Zeitpunkt des Temperaturminimums) bis zur Erreichung des Temperaturmaximums zu betrachten, um den für den betreffenden Tag maximalen, an die Luft abgegebenen Wärmebetrag zu erhalten, da nach Überschreiten des Temperaturmaximums am Erdboden sich bald die Richtung des Wärmestromes umkehrt. Eine praktische Schwierigkeit bei derartigen Berechnungen ergibt sich daraus, daß in den meisten Fällen zu den beiden Terminen (Zeitpunkt des Minimums und Maximums der Temperatur) keine entsprechend hoch reichenden Temperaturmessungen vorliegen. E. Gold [1], der sich mit einem solchen Problem schon vor längerer Zeit beschäftigte, hat daher eine Näherungslösung angegeben. Als erste

Tautochrone wird dabei der Morgenradiosondenaufstieg (gewöhnlich um 3 Uhr G. M. T. durchgeführt) verwendet, während die zweite Tautochrone durch eine durch die Maximumtemperatur gelegte Trockenadiabate angenähert wird. In der Abb. 1 ist in einem Druck-Temperatur-Diagramm der schematische Verlauf dieser beiden Tautochronen eingezeichnet. Für die der Masse dm zugeführte Wärmemenge dQ gilt offenbar

$$dQ = c_p \, \Delta T_2 \, dm, \qquad (4)$$

wo ΔT_2 die Differenz zwischen den beiden Tautochronen bedeutet, so daß für die ganze Luftsäule

$$L = \int\int dQ = -\frac{c_p}{g} \int_{p_0}^{p_1} \Delta T_2 \, dp \qquad (5)$$

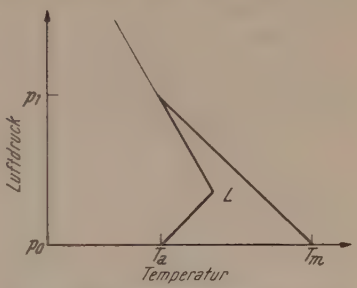

Abb. 1. Schematischer Verlauf der Tautochronen der Lufttemperatur zur Zeit des Minimums T_a, entsprechend dem Radiosondenaufstieg am Morgen, und zur Zeit der Tageshöchsttemperatur T_m, angenähert durch die Trockenadiabate in den unteren Luftschichten

wird, wenn mit Hilfe der statischen Grundgleichung

$$dm = \varrho \, dz = -\frac{dp}{g}$$

gesetzt wird. Damit ist die volle Analogie zur Bestimmung der Größe B nach (3) hergestellt. Auch das Integral (4) läßt sich durch Planimetrieren der zwischen den Tautochronen der Temperatur liegenden Fläche berechnen.

Es erhebt sich allerdings die Frage, ob die rechtsseitige Begrenzung der die von der Erdoberfläche abgegebene Wärmemenge darstellenden Fläche durch die Trockenadiabate den tatsächlichen Verhältnissen entspricht. Wie neuerdings Brocks [2] durch Auswertung eines umfangreichen Materials von Temperaturmessungen über Potsdam zeigen konnte, bleiben stark überdiabatische Gradienten keineswegs immer auf die bodennächsten Schichten (bis etwa 2 m Höhe) beschränkt, wie früher vielfach vermutet wurde. Er fand vielmehr, daß im Sommer um die Mittagszeit die „labile Unterschicht" häufig 30 bis 40 m, unter Umständen sogar bis 150 m Höhe hinaufreichen kann. Abb. 2 zeigt eine solche typische Temperatur-Höhenkurve nach Brocks für einen

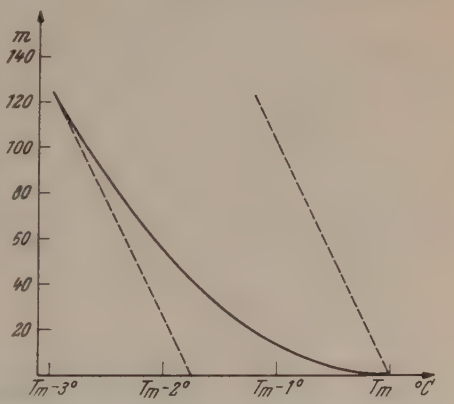

Abb. 2. Typische Temperatur-Höhenkurve (ausgezogene Linie) für einen wolkenlosen Junitag in Potsdam um etwa 15 Uhr in den untersten Luftschichten nach Brocks. Die strichlierten Linien sind Trockenadiabaten

wolkenlosen Tag im Juni um 15 Uhr. Dieses Beispiel lehrt, daß die Annahme von Gold keineswegs zutreffen muß. Man kann sich überzeugen, daß solcherart die Fläche zwischen den beiden Tautochronen bei Annahme der Trockenadiabate als rechtsseitige Begrenzung um mehr als 20% überschätzt werden kann. Allerdings war sich Gold der groben Näherung seines Verfahrens bewußt. Es ging ihm auch nicht so sehr darum, die Größe L exakt zu berechnen, als vielmehr umgekehrt bei ungefährer Kenntnis des Betrages von L eine Methode zur Voraussage des Temperaturmaximums zu entwickeln. In diesem Falle genügt es jedoch, wie später auch Neiburger [3] zeigen konnte, bereits eine rohe Abschätzung von L vorzunehmen, da ein Fehler in der Bestimmung von L von 25 bis 30% nur eine entsprechende Änderung der Maximumtemperatur von 1 bis 2° zur Folge hat. Dies rührt daher, daß relativ mächtige Schichten im Durchschnitt bis zu Höhen von 1000 bis 1500 m an dem Erwärmungsprozeß teilnehmen. Es genügt daher, für die Prognose des Maximums der Temperatur entsprechende Mittelwerte für die einzelnen Jahreszeiten etwa von 10 zu 10 Tagen abzuleiten.

In der nachfolgenden Untersuchung wurde versucht, für das Wiener Gebiet solche Berechnungen von L durchzuführen, wobei sowohl die eben geschilderte Methode der Planimetrierung der Fläche zwischen zwei Tautochronen der Temperatur Verwendung fand als auch Bestimmungen der Wärmebilanz der unteren Luftschichten durchgeführt wurden.

II. Ergebnisse der Planimetrierung der Fläche zwischen zwei Tautochronen der Lufttemperatur

Gemäß den eben erörterten Richtlinien wurde an mehr als 100 Einzelfällen durch Planimetrierung der Fläche zwischen zwei Tautochronen der Lufttemperatur der an die unteren Luftschichten in der Zeit vom Temperaturminimum bis zum Temperaturmaximum abgegebene Energiebetrag, also die Größe L in der Bilanzgleichung (1), ermittelt. Als linke Begrenzung fanden die Morgenaufstiege der Radiosonde Wien—Tulln Verwendung (Aufstiegszeit etwa 4 Uhr Ortszeit), während die rechtsseitige Tautochrone die durch die Maximumtemperatur gelegte Trockenadiabate darstellte. Untersucht wurden nur die Tage mit geringer Bewölkung und schwacher Luftströmung von März bis Oktober in den Jahren 1949—1951.

Wählen wir als Einheit des Druckes 10 mb, als diejenige der Temperatur 1 C, so erhalten wir die planimetrierte Fläche in Einheiten von $10^4\ (c_p/g)$ cal/cm^2 = 2,42 cal/cm^2, wie sich aus Gleichung (5) ersehen läßt. Die Ergebnisse dieser Planimetrierungen sind im einzelnen bei Knizek [4] zu finden. Sie sind in Abb. 3 eingetragen. Man erkennt, daß im allgemeinen die Werte eine starke Streuung aufweisen. Zunächst läßt sich jedoch schwer erkennen, ob die Ursache hierfür in einer Unzulänglichkeit der angewendeten Methode oder in einer tatsächlichen Variation der am Wärmeumsatz beteiligten Faktoren zu suchen ist. Um hierüber eine Entscheidung treffen zu können, muß noch eine andere

Methode zur Bestimmung der Größe L herangezogen werden. Es geschieht dies so, daß man dieselbe als Restglied der Bilanzgleichung (1) ermittelt, indem man die übrigen dort auftretenden Terme bestimmt. Wir werden dies weiter unten auch durchführen. Die Hauptschwierigkeit bei einem derartigen Vorgehen ist die große Unsicherheit bei der Festlegung des Wärmeverlustes der Bodenoberfläche durch Verdunstung.

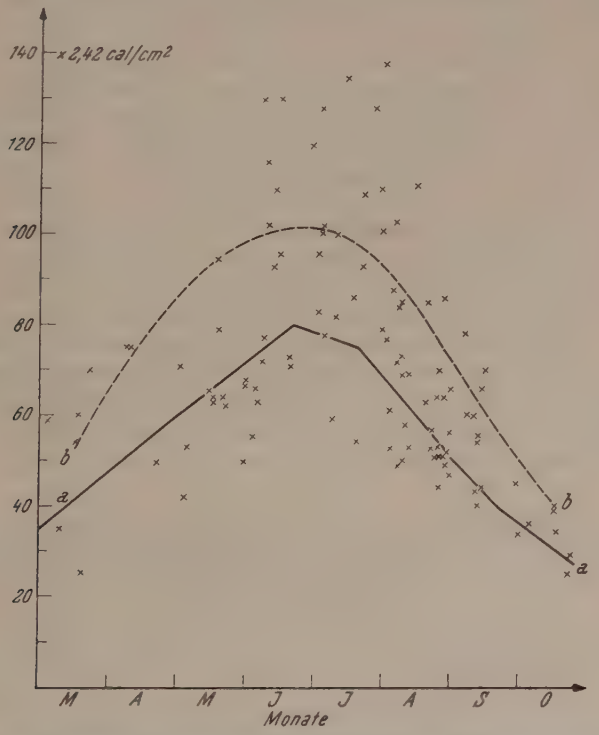

Abb. 3. Einzel- und Mittelwerte (ausgezogene Linie a—a) der durch Planimetrierung bestimmten Größe L in den Jahren 1949—51 an heiteren Tagen als Funktion der Jahreszeit. Die strichlierte Kurve b—b stellt die Mittelwerte der Größe L_0+V dar. Nähere Erläuterung im Text

Dagegen wird es in den meisten Fällen gelingen, mit hinreichender Genauigkeit die Summe der Größen $L + V$ als Restglied der Bilanz anzugeben. In Abb. 3 ist in der strichliert gezeichneten Linie das Ergebnis solcher Betrachtungen vorweggenommen. Diese Linie stellt nämlich den Verlauf der mittleren Werte für $L + V$, gewonnen aus Bilanzbetrachtungen, dar und bildet daher eine obere Grenze für die L-Werte. Wir werden daher die darüberliegenden Einzelwerte der Planimetrierungsmethode von den weiteren Betrachtungen ausschließen können. Sie sind entweder durch advektive Einflüsse oder durch Nichtberücksichtigung der überadiabatischen Gradienten in den unteren Luftschichten, wie wir bereits in der Einleitung betont haben, zu erklären oder aber auch durch ungenaue Planimetrierung zustande gekommen. Die ausgezogene

Linie in der Abb. 3 stellt die aus den übriggebliebenen Werten abgeleitete Mittelkurve dar. Bevor wir im nächsten Abschnitt die durch Planimetrierung gewonnenen Mittelwerte mit Hilfe von Wärmebilanzbetrachtungen ergänzen werden, wollen wir hier zunächst die Werte der (ausgezogenen) Kurve der Abb. 3 zu Grunde legen, um zu sehen, welchen Einfluß die Streuung der Einzelwerte auf Änderungen der Maximumtemperatur ausübt. Zu diesem Zweck wurde für die Monate Mai bis August die tatsächlich beobachtete Temperatur mit einer aus dem entsprechenden Mittelwerte von L berechneten verglichen[1]), wobei das eine Mal die oberhalb der strichlierten Kurve der Abb. 3 liegenden Werte mitberücksichtigt, das andere Mal jedoch fortgelassen wurden. Das Ergebnis war im ersten Fall bei insgesamt 80 Werten ein mittlerer Fehler bei der Berechnung der Maximumtemperatur von 1.2°C, im zweiten Fall bei 66 Werten ein solcher von 0.9°C. Man sieht also die schon in der Einleitung erwähnte Tatsache, daß geringe Änderungen der Maximumtemperatur relativ große Schwankungen von L zur Folge haben und umgekehrt, ein Umstand, der für die Vorausberechnung des Temperaturmaximums bei vorgegebener Größe L sehr vorteilhaft ist.

Wir wollen diesen Abschnitt über die Ergebnisse der Planimetrierungsmethode durch Tabelle 1 ergänzen, aus der neben den Monatsmittelwerten von L noch die (mittleren) Druckwerte an der oberen Begrenzung der am täglichen Erwärmungsvorgang teilnehmenden Schicht und deren Höhe in Metern zu ersehen ist.

Tabelle 1. *Monatsmittel der in der Zeit vom Radiosondenaufstieg am Morgen (meist um 4 Uhr Ortszeit) bis zur Erreichung des Maximums der Temperatur (t_L) an die unteren Luftschichten abgegebenen Wärmemenge L an heiteren Tagen, sowie Mächtigkeit dieser Luftschicht für die Jahre 1949 bis 1951*

	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.
Monatsmittelwerte von L in cal/cm² pro t_L ...	103	135	161	192	180	137	94	67
Druckwerte an der oberen Begrenzung der L-Schicht in mb	870	840	820	800	810	840	870	900
Höhe der L-Schicht in m	1.065	1.355	1.600	1.810	1.730	1.400	1.110	800

III. Bestimmung der Größe $L + V$ als Restglied der Wärmebilanz

Zur Ergänzung bzw. Überprüfung der zwar sehr einfachen, jedoch nicht immer genauen Methode der Planimetrierung, wie wir sie im Abschnitt II beschrieben haben, erscheint es angebracht, die an die Luft abgegebene Wärmemenge aus Betrachtungen der Wärmebilanz zu erschließen. Man könnte auch versuchen, mit Hilfe der in (2) gegebenen Definition die Größe L durch Vorgabe eines bestimmten Austauschkoeffizienten A schrittweise mit dem (zeitlich) veränderlichen, vertikalen Temperaturgradienten zu berechnen. Dies setzt jedoch die Kenntnis des Austauschkoeffizienten voraus, was bekanntlich im Einzelfall auf

[1]) Wie solche Berechnungen praktisch vorgenommen werden, wird später in Abschnitt IV auseinandergesetzt werden.

große Schwierigkeiten stößt, obwohl REUTER [5] zeigen konnte, daß sich für praktische Zwecke (allerdings im Falle des nächtlichen Abkühlungsprozesses) eine einfache Beziehung zwischen der (horizontalen) Windgeschwindigkeit und dem (vertikalen) Austauschkoeffizienten herleiten läßt. Wir wollen hier diese Methode nicht anwenden, sondern zunächst die Größe $L + V$ als Restglied der Bilanzgleichung (1) ermitteln. Die Gleichung (1) stellt die Bilanzgleichung an der Erdoberfläche dar. L bedeutet darin die an die Atmosphäre durch Wärmescheinleitung abgegebene Wärmemenge, während V der Wärmeverlust durch Verdunstung ist. Da wir uns von vornherein auf heitere und windschwache Tage beschränkt haben, sind Temperaturänderungen der unteren Luftschichten durch advektive Vorgänge oder durch Freiwerden latenter Wärme (Kondensationsprozesse) weitgehend eliminiert worden. Trotzdem war es nicht ganz korrekt, den durch Planimetrierung ermittelten Betrag des Wärmegewinnes der unteren Luftschichten gleich der Größe L der Gleichung (1) zu setzen, wie wir dies im zweiten Abschnitt getan haben. Die immerhin relativ mächtige Schicht (nach Tabelle 1 beträgt ihre durchschnittliche Höhe 800 bis 1800 m) wird nämlich vermöge ihres Gehaltes an Wasserdampf und Kohlensäure in der Lage sein, selbst Strahlung zu absorbieren und zu emittieren und dadurch Temperaturänderungen zu erfahren. Wir müssen daher, bevor wir berechtigt sind, solche Effekte zu vernachlässigen, die Strahlungsbilanz der L-Schicht einer näheren Untersuchung unterziehen. Wir setzen die Strahlungsbilanz

$$\Lambda = L_A - L_S. \tag{6}$$

Hierin soll L_A die durch Absorption gewonnene, L_S die durch Strahlung abgegebene Wärmemenge bedeuten. Es gilt weiters

$$L_S = E_o - E_H \tag{7}$$

mit E_o als effektiver Ausstrahlung am Boden und E_H derjenigen an der oberen Begrenzung der L-Schicht. Die Wärmemenge, die also tatsächlich für Temperaturänderungen der unteren Luftschichten zur Verfügung steht, ist mithin $L + \Lambda$ und wir müssen untersuchen, ob Λ gegenüber L zu vernachlässigen ist, bevor wir den aus der Bilanzgleichung sich ergebenden Betrag von L gleich der durch die Planimetrierung gewonnenen Energiemenge setzen dürfen. Wir wollen daher zunächst die Bilanz an der oberen Begrenzung der L-Schicht näher betrachten.

Zu diesem Zwecke müssen wir zunächst feststellen, welcher Energiebetrag durch Absorption der direkten Sonnenstrahlung innerhalb der L-Schicht in Wärme umgewandelt wurde. Da wir uns auf heitere Tage beschränken, kann die Formel von MÖLLER [6] Verwendung finden. Sie lautet:

$$\Delta J = 0{,}172 \left(\frac{p\, w}{1000 \sin h} \right)^{0{,}3028} \sin h \quad \text{cal/cm}^2 \text{ min}, \tag{8}$$

wobei w die Gesamtmenge des Niederschlagswassers in cm, p den Luftdruck im Niveau der Messung und h die Sonnenhöhe bedeutet. ΔJ gibt die Schwächung (Intensitätsverlust) der direkten Sonnenstrahlung durch Absorption von der Grenze der Atmosphäre bis zu dem betrachteten

Niveau für wolkenlose Tage. Wir benötigen jedoch den Energieverlust innerhalb der L-Schicht. Wir müssen daher von dem nach Formel (8) für den Erdboden berechneten Verlust denjenigen im Niveau der L-Schicht abziehen, so daß sich sofort folgende Formel ergibt:

$$L_A = 0{,}172 \sin h^{0{,}7} \left[\left(\frac{p_o W}{1000} \right)^{0{,}30} - \left(\frac{p_1 w}{1000} \right)^{0{,}30} \right]. \tag{9}$$

wobei hier p_o der Luftdruck am Boden, p_1 derjenige an der oberen Begrenzung der L-Schicht, W die Gesamtmenge des Niederschlagswassers in der ganzen Atmosphäre, w diejenige oberhalb der Begrenzung der L-Schicht ist. Setzen wir schließlich noch $w/W = s$ und $p_1/p_o = k$ und bedenken, daß p_o 1000 mb anzunehmen ist, so können wir mit der vereinfachten Formel

$$L_A = 0{,}172 \sin h^{0{,}7} \underline{W^{0{,}30} \left[1 - (ks)^{0{,}30} \right]} \text{ cal/cm}^2 \text{ min} \tag{9a}$$

rechnen, wobei wir für unsere Zwecke die in (9a) unterstrichene Größe während der Zeit t_L (vom Minimum bis zum Maximum der Temperatur) als konstant voraussetzen wollen, so daß nur die Änderung der Sonnenhöhe zu berücksichtigen ist. Aus Stundenwerten wurde nach (9a) die Größe L_A berechnet.

Als nächste Größe benötigen wir L_S, um nach (6) die Strahlungsbilanz der L-Schicht zu erhalten. Dazu müssen wir die Änderung der effektiven Ausstrahlung innerhalb der L-Schicht kennen. Nehmen wir wieder an, daß während des Untersuchungszeitraumes die Menge des Niederschlagswassers in den unteren Atmosphärenschichten konstant bleibt, so kann mit Hilfe eines Strahlungsdiagrammes sofort aus dem gegebenen Radiodsondenaufstieg zu Beginn des betrachteten Zeitraumes und aus dem gemäß den früheren Überlegungen in den unteren Schichten durch die Trockenadiabate und durch die Maximumtemperatur modifizierten (oberhalb der L-Schicht als unverändert vorausgesetzten) Aufstieg die Größe L_S zum Zeitpunkt der Extremwerte der Bodentemperatur bestimmt werden. Die dazwischenliegenden (Stunden-) Werte wurden entsprechend dem Gang der Bodentemperatur sinngemäß bestimmt. Als Strahlungsdiagramm fand jenes von ELSASSER [7] Verwendung.

Für die Gesamtbilanz gemäß der Gleichung (1) benötigen wir noch die Größe B. Diese wurde durch Planimetrierung der Fläche zwischen zwei Tautochronen der Bodentemperatur nach Gleichung (3) ermittelt, wobei die Fläche bis zu einer Bodentiefe von 50 cm betrachtet wurde und die durch Messungen vorliegenden Tautochronen des 7 Uhr- und des 14 Uhr-Termines Verwendung fanden. Die dadurch verursachten Fehler gegenüber dem tatsächlichen Zeitraum t_L sind klein, wie an Hand einiger eigens zusätzlich durchgeführter Messungen der Bodentemperatur festgestellt werden konnte. Die Größe $\varrho_1 c_1$ in Gleichung (3) wurde zu 0,55 cal/grad cm^3 angenommen.

Schließlich standen für die Globalstrahlung ($S + D$) auf die Horizontale Stundenwerte zur Verfügung. Die Albedo der Grasfläche wurde einheitlich zu 20% vorausgesetzt.

Auf diese Weise wurde unter Verwendung desselben Beobachtungsmaterials, das bei der Planimetrierungsmethode verarbeitet wurde, die Größe $L + V$ als Restglied der Gesamtbilanz, sowohl an der Erdoberfläche $L_o + V$ als auch an der Begrenzung der L-Schicht ermittelt. Das Ergebnis ist aus der Abb. 4 zu entnehmen. Die Differenz zwischen $L + V$

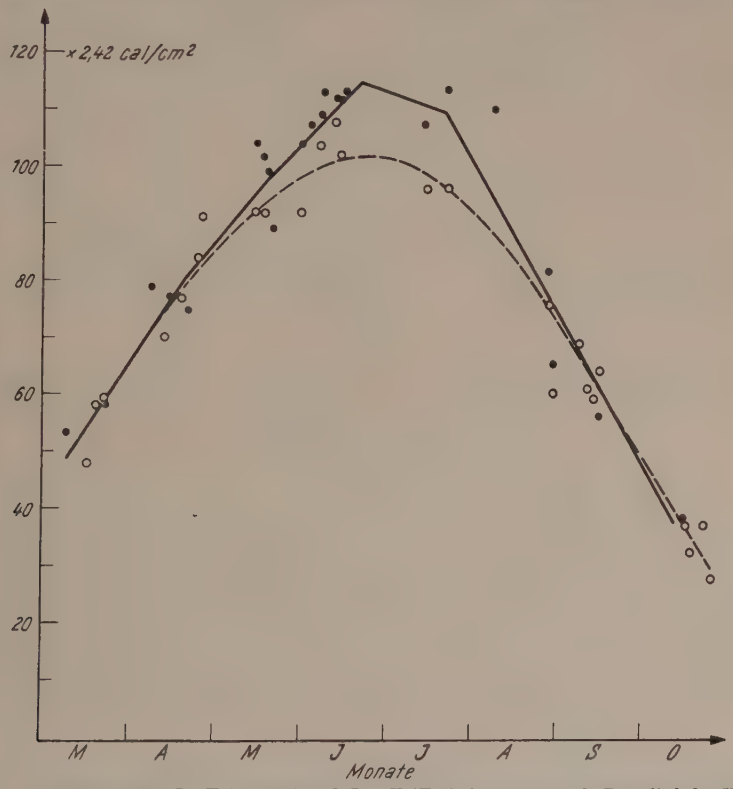

Abb. 4. Werte der Größe $L+V$ (Punkte) und L_0+V (Kreise) gewonnen als Restglied der Wärmebilanzgleichung in der Höhe der L-Schicht und am Boden

und $L_o + V$ ist die Strahlungsbilanz A nach Gleichung (6). Wir haben im zweiten Abschnitt schon betont, daß die aus Abb. 4 zu entnehmenden Beträge gleichzeitig eine obere Grenze der L-Werte für den (Ideal-) Fall verschwindender Wärmeabgabe des Bodens durch Verdunstung darstellen. Dies war auch der Grund, warum wir in der Abb. 3 bereits das Ergebnis der Abb. 4 vorweggenommen haben (strichlierte Linie). Die großen Schwankungen der Größe L selbst müssen in entsprechenden Variationen der Verdunstung zu suchen sein. Demgegenüber zeigen die $L + V$-Werte in Abb. 4 eine bedeutend geringere Streuung und einen ausgeprägten jährlichen Gang. Wir wollen diese Tatsache etwas näher betrachten. Dazu bilden wir einmal das Verhältnis $(L_o + V) : (S + D)$, das andere Mal $(L + V) : (S + D + L_A)$, d. h. wir wollen untersuchen,

welcher Bruchteil der einkommenden Strahlung durch Wärmeaustausch und Verdunstung wieder an die unteren Luftschichten abgegeben wird. Da wir bei den Bilanzberechnungen eine einheitliche Albedo von 20% angenommen haben, bilden wir die eben angeschriebenen Verhältniszahlen, indem wir für die Globalstrahlung $S + D$ nur 80% des Betrages einsetzen. Das Ergebnis ist aus Abb. 5 ersichtlich. Es zeigt sich, daß mit ganz geringer Streuung im Mittel für die Bilanz an der Bodenfläche 51%, für diejenige an der oberen Begrenzung der L-Schicht 53% der aufgenommenen (absorbierten) Strahlung wieder durch Wärmeschein-

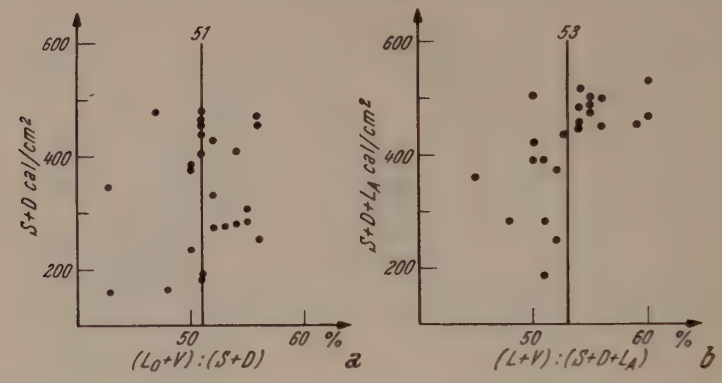

Abb. 5. Der durch Wärmeaustausch und Verdunstung in der Zeit t_L (vom Minimum bis zum Maximum der Temperatur) in den unteren Luftschichten aufgenommene Energiebetrag in Prozenten der absorbierten Strahlungsmenge, *a* ohne und *b* mit Berücksichtigung der Strahlungsbilanz der untersten Atmosphärenschichten

leitung und Verdunstung an die unteren Luftschichten abgegeben werden. Da die Albedo nur geschätzt war und ohne weiteres etwas geringer angenommen werden könnte, läßt sich unser Resultat durch die folgende wichtige Regel formulieren:

Während der Zeit des Erwärmungsprozesses an heiteren Tagen, d. h. vom Minimum bis zum Maximum der Temperatur, ergibt sich unabhängig von der Jahreszeit im Mittel eine derartige Aufteilung der aufgenommenen (absorbierten) Globalstrahlung, daß die eine Hälfte zur Erwärmung des Bodens und zur Abstrahlung im Langwelligen (effektive Ausstrahlung), die andere zur Erwärmung der unteren Luftschichten und zur Verdunstung verbraucht wird.

Dieses vielleicht erstaunliche Ergebnis bezieht sich *nur* auf die Zeitspanne zwischen Morgenminimum und Nachmittagsmaximum der Temperatur und darf daher nicht mit anderen, etwa 12stündigen oder 24stündigen Bilanzen verglichen werden. Wir werden gleich noch sehen, wie diese Zeit t_L (im Mittel) von der Jahreszeit abhängt. Andererseits erscheint es gerade sinnvoll, für Bilanzbetrachtungen einen solchen Zeitraum zu wählen, bei welchem ein einheitlicher Wärmefluß (hier vom Boden zur Atmosphäre) stattfindet, da sonst die Endbilanz u. U.

als Differenz zweier großer Zahlen erscheint, was den relativen Fehler bei ihrer Bestimmung nicht unerheblich vergrößern würde.

Wir wollen anschließend eine Anwendung der eben formulierten Regel geben, um ihre Brauchbarkeit zu überprüfen. Zu diesem Zweck beziehen wir uns auf eine Arbeit von KOSTLIVY [8], aus der wir die Anzahl der Stunden zwischen Tiefst- und Höchsttemperatur für Wien für die einzelnen Monate entnehmen können. Wir beschränken uns auf die Monate März bis Oktober. Andererseits hat KNIZEK [4] für die Jahre 1948—1951 die Monatsmittel der auf den Zeitraum t_L entfallenden Strahlungssummen an heiteren Tagen berechnet (sie betragen im allgemeinen etwa 90% der Tagessumme). Beide Angaben sind aus Tabelle 2 zu entnehmen. Dort wurde für die tatsächlich absorbierte Strahlung wieder 80% des einlangenden Betrages eingesetzt. In der dritten Zeile sind 52% dieses Wertes als $L_o + V$ aufgenommen und die letzte Zeile gibt diese Größe in den Einheiten der Abb. 3 und 4, also in 2,42 cal/cm², an. Die Werte der Tabelle 2 sind in Abb. 4 eingetragen und zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Einzelwerten.

Tabelle 2. *Monatsmittel der in der Zeit t_L an heiteren Tagen von der Erdoberfläche absorbierten und durch Leitung und Verdunstung wieder an die Luft abgegebenen Wärmemenge*

	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.
t_L Stunden	9	10	11	11	11	10	9	8
$(S+D)$ in cal/cm²	248	364	436	476	460	388	288	184
(L_o+V) in cal/cm²	126	189	227	248	239	202	150	96
(L_o+V) in 2,42 cal/cm²	53	78	94	102	99	83	60	40

Wir haben bisher gesehen, daß es mit Hilfe von Bilanzbetrachtungen verhältnismäßig einfach gelingt, eine Aussage über die Größe von $L + V$ bzw. $L_o + V$ zu machen. Weitaus schwieriger ist jedoch hier das Problem L oder V selbst zu bestimmen. Da keine Messungen der Verdunstung für die Einzelwerte vorlagen, wurde versucht, für die Monatsmittelwerte der Tabelle 2 Angaben über die Verdunstung zu machen, um auf diese Weise Monatsmittelwerte von L zu erhalten. Dazu greifen wir auf eine Veröffentlichung von FRIEDRICH [9] über Lysimetermessungen in Eberswalde während der Jahre 1930—1938 zurück. Es ist aber zu bedenken, daß für unsere Zwecke natürlich nur ein Bruchteil der von FRIEDRICH mitgeteilten Tageswerte in Rechnung gestellt werden darf. Nach einer Untersuchung von ALBRECHT [10] über den Tagesgang der Verdunstung über einer Sandfläche können wir mit Wahrscheinlichkeit annehmen, daß auf die uns interessierende Zeit t_L folgende Bruchteile des 24stündigen Wertes fallen:

März, April, September und Oktober ..... etwa 70—90%
Mai bis August ..... etwa 60%

Legen wir diese Werte den Messungen von FRIEDRICH zu Grunde, so erhalten wir folgende mittlere Extreme der wahren Verdunstung für die einzelnen Monate (Tabelle 3).

Tabelle 3. *Mittlere Extreme der wahren Verdunstung innerhalb der Zeit t_L in cal/cm² nach FRIEDRICHs Messungen in Eberswalde*

	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.
V (Minimum)	15	38	46	24	32	54	48	20
V (Maximum)	43	90	97	91	104	71	78	38

Verwenden wir nunmehr die Angaben der Tabelle 3, um aus den Werten von $L_o + V$ der Tabelle 2 solche von L_o allein zu gewinnen, so erhalten wir eine obere und eine untere Schranke für L_o, wie sie in Abb. 6 eingezeichnet wurde. In derselben Abbildung finden wir auch die aus den Planimetrierungen resultierende Mittelkurve, wie sie bereits aus der Abb. 3 zu ersehen ist. Außerdem wurde in Abb. 6 noch die Kurve für $L_o + V$ gemäß der Tabelle 2 aufgenommen.

Wir erkennen, daß sich die aus den Planimetrierungen abgeleitete Mittelkurve gut zwischen die durch Extremwerte der Verdunstung gewonnenen Schranken einfügt, so daß wir hier eine hinreichende Verifizierung der durch Planimetrierungen bestimmten mittleren Beträge von L_o bzw. L auf Grund von Wärmebilanzbetrachtungen erhalten.

IV. Berechnung der Maximumtemperatur bei Vorgabe des zur Erwärmung der unteren Luftschichten verfügbaren Energiebetrages

Wir wollen nunmehr in diesem Abschnitt den zu den bisherigen Überlegungen umgekehrten Fall betrachten, d. h. wir wollen die Größe

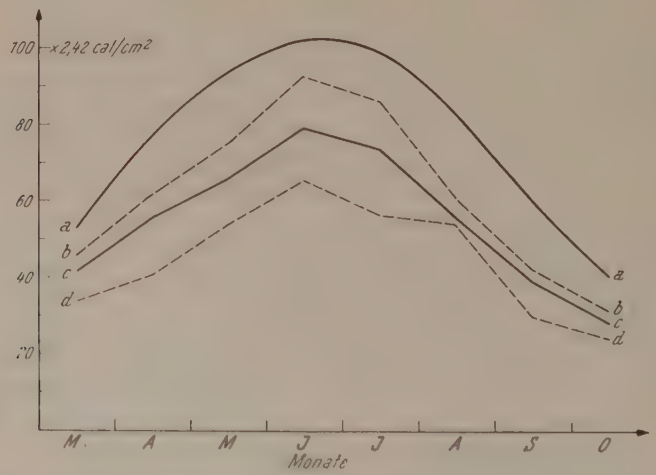

Abb. 6. Verlauf der Monatsmittel von $L_o + V$ (a—a) und von L_o selbst bei minimaler (b—b) und bei maximaler Verdunstung (d—d) von März bis Oktober. Zum Vergleich die durch Planimetrierung gewonnenen (mittleren) L-Werte (c—c) nach Abb. 3

L_o oder L als gegeben annehmen und zeigen, wie daraus die Maximumtemperatur zu berechnen ist. Man könnte zu diesem Zweck direkt aus der Abb. 6 die für den entsprechenden Tag gültigen Werte von L_o ablesen,

doch dürfte es für die Praxis einfacher sein, eine Tabelle für zehntägige Mittelwerte anzulegen. Eine solche findet sich (ebenfalls beruhend auf den hier mitgeteilten Untersuchungen) bei REUTER [*11*]. Wir wollen sie hier in Einheiten von 2,42 cal/cm² wiedergeben. Dies hat den Vorteil, daß für die Berechnung der Maximumtemperatur das in vielen Wetterdiensten verwendete Adiabatenpapier von STÜVE benützt werden kann, da dort die Wahl der Einheiten auf den Koordinatenachsen so getroffen ist, daß einem „Kästchen" der (ungefähre) Energiebetrag von 2,42 cal/cm² entspricht.

Tabelle 4. *Zehntägige Mittel der zur Erwärmung der untersten Luftschichten an heiteren Tagen vom Minimum bis zum Maximum der Temperatur benötigten Wärmemenge in 2,42 cal/cm²; gültig für Wien*

	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Sept.	Okt.
1.—10.	37	49	61	73	78	66	48	34
11.—20.	41	53	65	77	76	61	42	30
21.—30./31.	45	57	69	79	73	54	37	26

Die eigentliche Berechnung der Maximumtemperatur geschieht nun auf folgende Weise. In Abb. 7 möge die ausgezogene Linie $T_o BC$ den Temperaturverlauf, wie er sich aus dem Frühaufstieg der Radiosonde ergibt, bedeuten. Wir haben durch die Skala auf die Ordinate angedeutet, daß wir uns des Adiabatenpapiers von STÜVE bedienen. Nun entnehmen wir aus der Tabelle 4 den für die betreffenden Tage gültigen Betrag von L_o. Würde die Maximumtemperatur schon bekannt sein (in Abb. 7 ist sie mit T_m eingezeichnet), so müßte der Flächeninhalt des Viereckes $T_o T_m CB$ gleich dem aus der Tabelle entnommenen Betrages von L_o sein. Bezeichnen wir mit p_b und p_c den Luftdruck in den Punkten B und C und schreiben wir für die Strecke $\overline{T_o A} = \Delta T_1$, für $\overline{A T_m} = \Delta T_2$, so wird $\Delta T = T_o T_m = \Delta T_1 + \Delta T_2$. Der Betrag von L_o läßt sich somit in zwei Teile L_1 und L_2 aufspalten, so daß L_1 gleich der Fläche des Dreieckes $T_o AB$, also

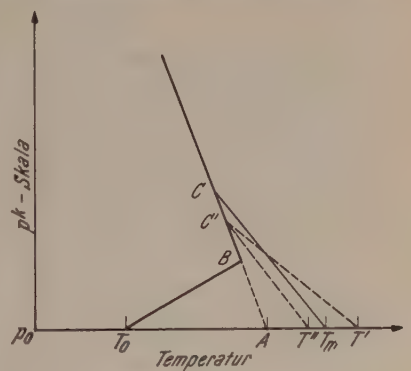

Abb. 7. Berechnung der Maximumtemperatur auf dem Adiabatenpapier von STÜVE. Erläuterung s. Text

$$2 L_1 = \Delta T_1 (p_b - p_o),$$

ist, wenn p_o der Luftdruck am Boden ist. Unsere Aufgabe ist es nun, das Dreieck $A T_m C$ in einer solchen Weise zu konstruieren, daß seine Fläche gleich $L_2 = L_o - L_1$ wird. Dies geschieht rasch mit Hilfe einer Näherungsmethode. Ist nämlich T' ein geschätzter Wert der Maximumtemperatur, so gelangen wir zu dem Punkt C' mit dem dazugehörenden Druck $p_{c'}$ mittels der Beziehung $p_{c'} - p_o = 2 L_2 / \overline{A T'}$, wie es für die wirkliche Maximumtemperatur gelten müßte. Gehen wir aber von C'

entlang der Trockenadiabate (strichlierte Linie in Abb. 7) zum Bodendruckniveau herunter, so erhalten wir den Temperaturwert T''. In den meisten Fällen wird das Mittel aus dem geschätzten Wert T' und dem so erhaltenen Betrag T'', also $T''' = \frac{1}{2} \cdot (T' + T'')$, bereits eine hinreichende Approximation der gesuchten Maximumtemperatur darstellen. Doch kann ohne Schwierigkeit die Näherungsmethode nochmals wiederholt werden.

Die Überprüfung des hier entwickelten Verfahrens hat, wie wir bereits im zweiten Abschnitt erwähnt haben, bei insgesamt 80 Fällen einen mittleren Fehler von 1,2° C ergeben. Dies zeigt deutlich die Brauchbarkeit der Methode für die Praxis. Allerdings sei nochmals betont, daß sie nur für heitere und windschwache Tage Verwendung finden kann, da advektive Einflüsse oder Strahlungsänderungen durch Bewölkung Modifikationen der Werte der Tabelle 4 nach sich ziehen würden.

Literatur

1. Gold, E.: Maximum Day Temperatures and the Tephigram. Met. Office, Prof. Notes, No. 63, London 1933.
2. Brocks, K.: Über den täglichen und jährlichen Gang der Höhenabhängigkeit der Temperatur in den unteren 300 m der Atmosphäre und ihren Zusammenhang mit der Konvektion. Ber. Deutsch. Wetterd. US-Zone, Nr. 5 (1948).
3. Neiburger, M.: Insolation and the Prediction of Maximum Temperatures. Bull. Am. Met. Soc. **22**, 95—102 (1941).
4. Knizek, F.: Die Vorhersage der Maximumtemperatur an heiteren Tagen mit Hilfe von Wärmebilanzuntersuchungen der Erdoberfläche und der unteren Luftschichten. Diss. Wien 1952.
5. Reuter, H.: Forecasting Minimum Temperatures. Tellus 3, 141—47 (1951).
6. Möller, F.: s. F. Linke. Hdb. d. Geophys. Bd. VIII, 262, Berlin 1943.
7. Elsasser, W. N.: Heat Transfer by Infrared Radiation in the Atmosphere. Harvard Met. Studies, No. 6 (1942).
8. Kostlivy, S.: Der tägliche Temperaturgang von Wien-Hohe Warte, für die Gesamtheit aller Tage, sowie an heiteren und trüben Tagen. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien 1901.
9. Friedrich, W.: Über die Verdunstung vom Erdboden. Zusammenfassender Bericht über die Eberswalder Lysimetermessungen. Gas- u. Wasserfach **91**, H. 24 (1950).
10. Albrecht, F.: Über den Zusammenhang zwischen täglichem Temperaturgang und Strahlungshaushalt. Gerl. Beitr. Geoph. **25**, 1—35 (1930).
11. Reuter, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage, Springer. Wien 1954.

551.509.317 : 551.511

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien)

Wo ist das äquivalentbarotrope Niveau zu suchen?

Zur graphischen Integration der barotropen Wirbelgleichung nach Fjörtoft

Von

Julius Drimmel

Zusammenfassung. Fjörtofts graphische Integration der geostrophisch approximierten, divergenzfreien barotropen Wirbelgleichung weist einen Weg, wie man ohne kostspielige Rechenmaschinen der objektiven Wettervorhersage näherkommen kann; sie ist deshalb besonders beachtenswert. Ein wesentlicher Punkt dieser Methode ist das Steuerungsprinzip, das einer eingehenden Untersuchung bedarf. Erfahrungsberichte liegen kaum vor. Es wird zu einer einschlägigen Arbeit von Sanders und Kessler [3] kritisch Stellung genommen. Da in dieser Arbeit die Abweichungen von der Arbeitsweise Fjörtofts in tragbaren Grenzen bleiben, die Steuerung aber nicht im Sinne der graphischen Integrationsmethode funktioniert, wird der Schluß gezogen, daß die fundamentale Voraussetzung der Barotropie in den untersuchten Fällen nicht erfüllt war. Wegen der im natürlichen Wetterablauf vorherrschenden Windzunahme mit der Höhe wäre das äquivalentbarotrope Niveau in tieferen Schichten als in 500 mb zu suchen, was den Erfahrungen von Riehl entspräche. Bevor ein abschließendes Urteil abgegeben wird, soll deshalb die Methode Fjörtofts noch für die Vorhersage von Topographien tieferer Druckflächen herangezogen werden.

Summary. Fjörtoft's graphic integration of the geostrophically approximated, nondivergent, and barotropic vorticity equation shows a way of approaching objective weather forecasting without costly calculating-machines. For this reason it is of particular interest. An essential point of the method is the steering-principle which calls for a thorough investigation. A paper by Sanders and Kessler concerning this problem is discussed. As, in this paper, differences from Fjörtoft's results remain within tolerable limits, while steering does not work in the sense of the graphic integration method, it is concluded that the basic assumption of barotropy was not fulfilled in the investigated cases. On account of the increase of wind velocity with height predominating under normal weather conditions the equivalent-barotropic level should be found in layers lower than 500 mb which would correspond to Riehl's experiences. Therefore, before definitely judging in

this matter, FJÖRTOFT's method should be applied also in forecasting topographies of lower pressure levels.

Résumé. Le procédé de FJÖRTOFT d'intégration graphique de l'équation tourbillonnaire (géostrophisme approché, sans divergence et avec barotropie) montre comment on peut espérer une prévision objective du temps sans machine à calculer coûteuse; elle est de ce fait intéressante. Un point essentiel de la méthode réside dans le principe de «l'action directrice» qui mérite un examen attentif. On ne connaît pas de résultats d'expérience. L'auteur prend position à l'égard d'une étude de SANDERS et KESSLER. Comme dans cette dernière les divergences par rapport à la méthode de FJÖRTOFT restent petites, tandis que l'action directrice ne fonctionne pas dans le sens de la méthode graphique d'intégration, il en résulte que l'hypothèse fondamentale de la barotropie n'a pas été réalisée dans les cas étudiés. Vu qu'en général le vent augmente avec l'altitude, le niveau équivalent-barotrope devrait être recherché dans les basses couches plutôt qu'à 500 mb., ce qui correspondrait aux expériences de RIEHL. Avant de conclure définitivement, il convient donc d'appliquer la méthode de FJÖRTOFT aussi à la prévision de la topographie des basses couches.

Da es aus finanziellen Gründen vielen Wetterdiensten versagt bleiben wird, mit Hilfe von Elektronenrechenmaschinen objektive Wettervorhersagen zu erstellen, erscheint die graphische Integration der barotropen Wirbelgleichung nach FJÖRTOFT [*1*] besonders beachtenswert.

FJÖRTOFT geht beim zweidimensionalen Fall bekanntlich von der geostrophisch approximierten, divergenzfreien barotropen Wirbelgleichung aus, um auf graphischem Wege eine Prognose der absoluten Topographie der 500-mb-Fläche zu erstellen. Eine wesentliche Voraussetzung ist die, daß sich die Atmosphäre im 500-mb-Niveau quasi barotrop verhält. Nach CHARNEY [*2*] soll dies der Fall sein; demnach müssen trotz den unvermeidlichen Vereinfachungen, die der Methode zum Ziele verhelfen, befriedigende Resultate erwartet werden.

Die Ausgangsgleichung lautet:

$$\frac{\partial \eta_g}{\partial t} = - \boldsymbol{v}_g \nabla_2 \eta_g,$$

worin $\eta_g = \zeta_g + f$ die geostrophisch approximierte absolute und $\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y}$ die geostrophisch approximierte relative Wirbelgröße ist. $\boldsymbol{v}_g = \boldsymbol{v}_g (u_g, v_g)$ ist der geostrophische Wind. Umformungen und Vereinfachungen bzw. annähernde Bestimmung einzelner Terme führen schließlich zu einer formal gleichen Beziehung

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \boldsymbol{v}_g^* \nabla_2 \xi,$$

in der $\xi = H^* - H$ bedeutet, wenn H^* und H das Geopotential repräsentieren und $H^* = \bar{H} + G(\varphi)$ gilt. $\bar{H}$ wird durch besondere graphische Mittelung der Ausgangslage H erhalten und $G(\varphi)$ stellt eine von der Breite allein abhängige, für einen bestimmten Kartentypus nur einmal zu berechnende Funktion dar. $\boldsymbol{v}_g^*$ ist schließlich der der H^*-Verteilung entsprechende geostrophische Windvektor.

Nach FJÖRTOFT werden die Linien $\xi = \text{const.}$ mit dem vollen Betrage des zugehörigen Vektors $\boldsymbol{v}_g^*$ gesteuert, was zu einer prognostizierten ξ-Verteilung und schließlich nach weiteren, graphisch durchzuführenden Schritten zu einer in 24 Stunden zu erwartenden H-Verteilung führt.

Zur Zeit liegen über diese Methode kaum Erfahrungsberichte vor. Vor kurzem ist eine einschlägige Arbeit von SANDERS und KESSLER [3] erschienen, mit der wir uns näher auseinandersetzen wollen. Die zitierte Abhandlung bietet die Möglichkeit, den Steuerungsmechanismus im Sinne FJÖRTOFTS zu studieren, weist aber auch einige Ungenauigkeiten auf, die zuerst einer Untersuchung bedürfen, bevor ihre Ergebnisse gedeutet werden.

Erstens wird von den beiden Autoren die Mittelung der Topographie nicht graphisch durchgeführt, wie FJÖRTOFT es verlangt, sondern durch angenäherte Bestimmung der Geopotentialmittel an diskreten Punkten des Wetterkartenbereichs. An Stellen, wo auf diese Weise keine Aussagen möglich sind, werden Zusatzannahmen gemacht. Eventuelle, sich daraus ergebende, vermeidbare Fehler entziehen sich einer Überprüfung, dürften aber in erträglichen Grenzen bleiben.

Eine weitere Vernachlässigung stellt die Nichtbeachtung der Funktion $G(\varphi)$ dar. FJÖRTOFT steuert die Linien $\xi = \text{const.}$, die beiden Autoren dagegen die Verteilung von $\bar{H} - H = \text{const.}$, was einer Gleichsetzung von H^* und $\bar{H}$ entspricht. Weil dieser relativ kleine Fehler durchwegs beibehalten wird, stört er unsere Betrachtungen in bezug auf Steuerung nicht. Zu erwähnen ist auch eine, für unsere Gesichtspunkte unbedeutende, grundsätzlich aber falsche Gleichsetzung von $\bar{H} - H$ und ζ_g. Die relative Wirbelgröße erhält man aus $\bar{H} - H$ nämlich erst durch Multiplikation mit dem wesentlich breitenabhängigen Faktor $F(\varphi) = 4\, m^2/fd^2$. ($m$ ist der für die Kartenprojektion typische Projektionsfaktor, d eine Länge, die nach [4] dem Abstand von 12 Längengraden in 60° Breite entspricht.) Bei der in der Meteorologie üblichen polaren stereographischen Kartenprojektion besteht aber das beachtliche Verhältnis $F(20^\circ) : F(70^\circ) = 4 : 7$!

Die Nichtbeachtung von $G(\varphi)$ führt ferner dazu, daß mit dem geostrophischen Windvektor $\bar{\boldsymbol{v}}_g$, der der gemittelten Geopotentialverteilung $\bar{H}$ entspricht, gesteuert wird, statt mit $\boldsymbol{v}_g^*$. Der so begangene Fehler kann abgeschätzt werden. Der mittlere Gradient von $G(\varphi)$ wird als Ostwind gedeutet, der jeweils zur Geschwindigkeit $\bar{\boldsymbol{v}}_g$ vektoriell addiert werden muß, um $\boldsymbol{v}_g^*$ zu erhalten. Die Änderung des Windvektors $\bar{\boldsymbol{v}}_g$ ist also richtungsabhängig. Die maximale Richtungsänderung stellt sich bei Nord- bzw. Südwind ein, während reiner West- bzw. Ostwind keine Ablenkung erfährt. Beträgt beispielsweise die mittlere Strömungsgeschwindigkeit $\bar{v}_g = 15$ m/s, dann ist die mittlere maximale Richtungsänderung von der Größenordnung 5°. Eine maximale Geschwindigkeitsänderung tritt anderseits bei West- bzw. Ostwind ein. Winde aus dem Westsektor werden um maximal 8% abgeschwächt, die aus dem Ostsektor maximal um den gleichen Betrag verstärkt.

Bei geringerer Mittelgeschwindigkeit werden die Fehler größer, bei höherer dagegen kleiner. Für uns genügt es zu wissen, daß die durch Vernachlässigungen begangenen Fehler nicht ins Gewicht fallen, also die Ergebnisse der Untersuchungen von Sanders und Kessler im Hinblick auf die Steuerung ohne besondere Einschränkungen ausgewertet werden können, was nun geschehen soll.

Die Bewegungsrichtung der Zentren der ξ-Verteilung stimmt nach Sanders und Kessler mit der Richtung des Vektors $\bar{v}_g$ weitgehend überein, zumindest aber besser als mit der aus der vorangegangenen Bewegung für die nächsten 24 Stunden extrapolierten Richtung; dabei läßt die Verwendung von H^* statt $\bar{H}$ noch eine Verbesserung erwarten. In diesem Punkte werden also die Erwartungen erfüllt.

Anders ist dies beim Betrag der Verlagerungsgeschwindigkeit der Zentren $\xi = \text{const}$. Sie beträgt bei der diskutierten Untersuchung im Mittel nur 69% von $\bar{v}_g$, was der theoretischen Forderung von 100% widerspricht. Diese beträchtliche Abweichung kann durch die eingangs kritisch betrachteten, zweitrangigen Fehler nicht erklärt werden. Es ist vielmehr anzunehmen, daß eine fundamentale Voraussetzung der graphischen Integrationsmethode nicht erfüllt ist.

Am einfachsten läßt sich die Differenz verstehen, wenn man annimmt, daß die Voraussetzung der Barotropie in den Untersuchungsfällen nicht erfüllt war, denn im natürlichen Wetterablauf wird gewöhnlich eine Windzunahme mit der Höhe beobachtet, während das barotrope Atmosphärenmodell eine Konstanz des geostrophischen Windes fordert. Bringt man diese Tatsachen mit den Untersuchungsergebnissen in Einklang, so heißt dies, daß das äquivalentbarotrope Niveau in tieferen Atmosphärenschichten als in 500 mb zu suchen ist. Diese Folgerung stimmt mit den Ansichten von Riehl [5] überein, der bei Untersuchungen über Rossby-Wellen das äquivalentbarotrope Niveau in etwa 700 mb fand.

Abschließend wird deshalb angeregt, bei Unzulänglichkeiten der Fjörtoft-Methode diese erst in anderen, tieferen Schichten zu erproben, ehe ein endgültiges Urteil gefällt werden kann.

Literatur

1. Fjörtoft, R.: On a numerical method of integrating the barotropic vorticity equation. — Tellus **4**, 179—194 (1952).
2. Charney, J.: On a physical basis for numerical prediction of large-scale motions in the atmosphere. J. Meteorol. **6**, 371—385 (1949).
3. Sanders, F. and E. Kessler: A test of the application of vorticity charts. — Bull. Am. Met. Soc., **36**, 251—255 (1955).
4. Charney, J. G., R. Fjörtoft and J. v. Neumann: Numerical integration of the barotropic vorticity equation. Tellus, **2**, 237—254 (1950).
5. Riehl, H. et al.: Forecasting in middle latitudes. Meteor. Monographs, Am. Met. Soc., **1**, No. 5 (1952).

551.574.41

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien)

Zur Physik der Taubildung an der Erdoberfläche

Von

Julius Drimmel

Mit 4 Textabbildungen

Zusammenfassung. Die hier gegebene theoretische Untersuchung der Taubildung geht von der Tatsache aus, daß für die nächtliche Temperaturänderung einer Vegetationsdecke oder eines bodennahen Körpers (Taufängers) in erster Linie die Wärme- und Temperaturleitfähigkeit des Untergrundes, der turbulente Zustand der Atmosphäre und der langwellige Strahlungsverlust der Erdoberfläche maßgeblich sind. Unter Berücksichtigung aller für die Taubildung wichtigen Terme der Energiebilanz der Erdoberfläche wird mit gewissen Vereinfachungen eine Tauformel abgeleitet, die außer der quantitativen Berechnung von oberen Grenzwerten der Taubildungsmengen in Abhängigkeit vom physikalisch-meteorologischen Zustand auch wichtige qualitative Schlüsse zuläßt. Die errechneten Taumengen ordnen sich vollkommen in die Reihe der gesicherten Meßergebnisse ein. Die Abhängigkeit des Taufalls vom turbulenten Austausch (Wind), von der effektiven Ausstrahlung, der spezifischen Feuchte der Luft und von den Abkühlungseigenschaften des Bodens wird durch Berechnungen und spezielle graphische Darstellungen veranschaulicht.

Summary. A theoretical investigation on dew formation is presented starting from the fact that the nocturnal temperature variation of a surface covered with vegetation or of a body near the ground (dew catcher) is primarily dependent on heat and temperature conductivity of the underground, on the state of atmospheric turbulence, and on the loss of long-wave radiation of the earth surface. By taking into consideration all terms of the energy balance of the surface of the earth important for dew formation a dew formula is derived with certain simplifications allowing, besides the quantitative calculation of upper limits of dew quantities in relation to the physico-meteorological state, also qualitative conclusions of high importance. The calculated dew quantities fit perfectly into the series of secured results of measurements. The relation of dew fall to turbulent exchange (Austausch) by wind, to the effective outgoing radiation, to the specific humidity of the air, and to cooling properties of the ground is illustrated by calculations and special graphs.

Résumé. La présente étude théorique de la formation de la rosée se fonde sur le fait que la conductibilité du substratum, la turbulence atmosphérique et la perte de chaleur du sol par rayonnement à grande longueur d'onde sont déterminants pour la variation nocturne de la température d'une couverture végétale ou d'un corps quelconque placé près du sol. Tenant compte de tous les postes utiles du bilan d'énergie de la surface du sol, l'auteur établit, moyennant quelques simplifications, une formule de rosée permettant de calculer les quantités maxima d'eau déposées et de tirer quelques conclusions qualitatives importantes. Les quantités calculées de rosée s'accordent parfaitement avec les faits observés. Des calculs et des graphiques mettent en lumière la façon dont le dépôt de rosée dépend de l'échange turbulent, du rayonnement effectivement émis, de l'humidité spécifique de l'air et des propriétés de refroidissement du sol.

Verzeichnis der verwendeten Zeichen

A	Austauschkoeffizient, ebenso A_L, A_W
a_i^2	Temperaturleitfähigkeit ($i = 1$: Boden, $i = 2$: Luft)
c	spezifische Wärme des Bodens
c_p	spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck
C	temperaturabhängiger Koeffizient (grad^{-1})
E	effektive Ausstrahlung (langwelliger Strahlungsverlust)
e	Dampfdruck
e_s	Sättigungsdampfdruck
g	Schwerebeschleunigung
p	Luftdruck
q	Mischungsverhältnis
q_s	Mischungsverhältnis bei Wasserdampfsättigung
q_{s0}	Mischungsverhältnis zu Beginn der Taubildung
r	Verdampfungswärme (bzw. Sublimationswärme) des Wassers
T_0	Temperatur der Erdoberfläche zu Beginn der Taubildung (°C)
T_1	Bodentemperatur (°C)
T_2	Lufttemperatur (°C)
t	Zeit
V	bei der Phasenumwandlung freiwerdende Wärme
v	Windgeschwindigkeit (km/h)
W	je Zeit- und Flächeneinheit kondensierender Wasserdampf
z	vertikale Koordinate
β	vertikaler Temperaturgradient im Boden (für $t = 0$)
γ	vertikaler Temperaturgradient in der Luft (für $t = 0$)
γ_t	trockenadiabatischer Gradient (< 0)
Γ	vertikaler Gradient der potentiellen Temperatur $= \gamma - \gamma_t$ (für $t = 0$)
Θ	potentielle Temperatur (°C)
ϑ	Taupunktstemperatur (°C)
ϑ_0	Taupunktstemperatur zu Beginn der Taubildung
λ	Wärmeleitfähigkeit des Bodens
ϱ	Dichte des Bodens
ϱ_L	Luftdichte
σ	vertikaler Gradient des Mischungsverhältnisses vor der Kondensation (Sublimation)
φ	Bodenfeuchte (in Volumenprozenten)
Ψ_i	Anfangsverteilungen ($i = 1$: Erdbodentemperatur, $i = 2$: potentielle Temperatur, $i = 3$: Mischungsverhältnis)

I. Einleitung und Problemstellung

Die Zeiten sind längst verflossen, in denen die Frage nach dem Ursprung des Taus bei der Erforschung dieser Niederschlagsform im Vordergrund stand. In unserer Zeit sind verhältnismäßig zahlreiche, jedoch verschiedenartige und nicht immer vergleichbare Taumessungen durchgeführt worden, ohne daß dabei die entscheidenden restlichen Wärmehaushaltskomponenten gebührend beachtet worden wären. — Theoretische Ansätze zur quantitativen Abschätzung der Bildungsmengen von *echtem* Tau (bzw. Reif) im Sinne der Definition nach T. Bergeron [*1*] liegen erst vereinzelt vor. Das Wort „echt" wird hervorgehoben, weil von den üblichen Taumeßgeräten nicht nur Tau, sondern auch Nebelablagerungen miterfaßt werden.

Vom Standpunkt der Physik betrachtet, stammt die bisher wohl modernste einschlägige, sehr ausführliche Untersuchung von G. Hofmann [*2*]. Die Thermodynamik der Taubildung wird bei ihm im Hinblick auf die Taumeßtechnik behandelt. Aus der Energiebilanz eines der natürlichen Ventilation unterliegenden Körpers wird mit Hilfe der Gesetze des Wärme- und Stoffüberganges eine Tauformel abgeleitet, die zur Abschätzung der maximalen Bildungsmengen verwendet wird. — Es fällt auf, daß selbst in dieser bisher weitestentwickelten Tauformel die maßgeblichen Abkühlungseigenschaften der Umgebung des Taufängers nicht explicite auftreten.

Die genannte Arbeit gab die Anregung zur vorliegenden Untersuchung, die sich nur mit dem physikalischen Prozeß der Taubildung an einer idealisierten Erdoberfläche im Rahmen des nächtlichen Energiehaushaltes befaßt. Die mathematische Behandlung liefert eine Tauformel, die wichtige qualitative und auch quantitative Schlüsse zuläßt.

Im Gegensatz zu den bisherigen Veröffentlichungen gehen wir von der Tatsache aus, daß die Temperatur einer Vegetationsdecke oder eines bodennahen Körpers während der Nacht im wesentlichen von den Abkühlungseigenschaften des Untergrundes, vom turbulenten Zustand der angrenzenden Atmosphäre und nicht zuletzt vom langwelligen Strahlungsverlust der Erdoberfläche bestimmt wird und der Temperatur einer vegetationslosen Bodenoberfläche praktisch gleicht. (Das nächtliche Temperaturminimum eines grasbewachsenen Bodens z. B. rückt im Verhältnis zum unbewachsenen etwas vom Boden ab, ohne daß sich sein Betrag ändert [*3*].) — Die für die Erdoberfläche abzuleitenden Resultate können daher auch auf Rasenflächen angewendet werden.

Mit der nächtlichen Abkühlung des Bodens steht aber die Taubildung in engster Beziehung. Man kann sie aus dem Energiehaushalt der Erdoberfläche nicht herauslösen und gesondert betrachten, ohne unvollständige, schwer verständliche Ergebnisse zu erhalten. Hätte man dies stets berücksichtigt, was in der vorliegenden Schrift geschehen soll, dann wäre manche Frage bezüglich des Taufalls (z. B.: „Nimmt die Taubildung mit der Ventilation zu?" Oder: „Kann die Erdoberflächentemperatur auf Grund der Taubildung zunehmen?") unausgesprochen geblieben.

Die nächtliche Abkühlung wurde vom Verfasser bereits eingehend untersucht [4]. Sie wird nach gewissen Vereinfachungen durch das Gleichungssystem

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\lambda}{\varrho c}\frac{\partial T_1}{\partial z}\right) \qquad \text{für } z \leqq 0,$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{A_L}{\varrho_L}\frac{\partial \Theta}{\partial z}\right) \qquad \text{für } z \geqq 0$$

mit den Anfangsverteilungen $\Psi_1(z, t=0)$, $\Psi_2(z, t=0)$, der Grenzbedingung $T_1(z=0, t) = \Theta(z=0, t)$ für alle t und mit Berücksichtigung der Energiebilanz an der Erdoberfläche

$$E - V + \lambda \frac{\partial T_1}{\partial z} - c_p A_L \frac{\partial \Theta}{\partial z} = 0 \qquad \text{für } z = 0 \text{ und für alle } t$$

beschrieben. (Selbstverständlich wird dabei die Erdoberfläche als unendlich ausgedehnte Isothermalfläche betrachtet.) — In der Energiebilanz erscheint bereits der Beitrag $V = Wr$ durch Taubildung (Verdunstung), für dessen Erfassung nun noch die Bestimmungsgleichung für den Wasserdampftransport,

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{A_W}{\varrho_L}\frac{\partial q}{\partial z}\right) \qquad \text{für } z \geqq 0, \text{ heranzuziehen ist.}$$

Die zugehörige Anfangsverteilung ist $\Psi_3(z, t = t_o)$ und als Grenzbedingung gilt

$$W = A_W \frac{\partial q}{\partial z} \qquad \text{für } z = 0 \text{ und für alle } t \geqq t_o.$$

Als Nebenbedingung fordern wir Kondensation, die allein an der Erdoberfläche stattfinden soll; Nebelbildung wird also ausgeschlossen:

$$q(z=0, t) = q_s[T_1(z=0, t)] \qquad \text{für } t \geqq t_o;$$

dies entspricht $\vartheta(z=0, t) = T_1(z=0, t)$ für $t > t_o$. Gesucht ist eine Lösung, die dem Gleichungssystem samt allen Bedingungen gerecht wird.

Die Lösung des in so allgemeiner Form ausgedrückten Problems ist praktisch undurchführbar. Es werden deshalb weitere Vereinfachungen eingeführt. Ohne die Zusammenhänge zwischen Taubildung und Abkühlung zu verfälschen und ohne Einschränkung der Verwertbarkeit der Lösung kann man, wie üblich, $\frac{\lambda}{\varrho c} = a_1^2 = \text{const.}$, $A_L = A_W = A$ und $\frac{A}{\varrho_L} = a_2^2 = \text{const.}$ setzen. In Ψ_i $(i = 1, 2, 3)$ wird der natürliche Anfangszustand hinreichend gut durch lineare Funktionen approximiert [4]. Setzt man außerdem $E = \text{const.}$, so bedeutet dies, daß wegen des nicht plötzlichen, sondern stetigen Anstiegs des langwelligen Strahlungsverlustes vom abendlichen Bilanzwechsel bis Sonnenuntergang und wegen des gewöhnlich leichten Abfalls von E während der Nacht obere Grenzwerte für Abkühlung und Taubildung erhalten werden. Die Auslegung der Ergebnisse als obere Schranke wird durch die Bestimmung $t_o = 0$ noch unterstrichen, die bedeutet, daß die Taubildung im Augenblick des (sprunghaften) Einsatzes der nächtlichen Ausstrahlung E beginnen

soll und nicht erst im Laufe der Nacht. Über W kann nun nicht mehr verfügt werden, weil es von den übrigen Faktoren nicht unabhängig ist.

Wir setzen daher nur versuchsweise die Grenzbedingung für $\frac{\partial q}{\partial z}$ durch

$$W = A \frac{\partial q}{\partial z} = \text{const. für } z = 0,\ t \geqq 0 \text{ fest.}$$

Der Ansatz modifiziert sich so zur endgültigen Form

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = a_1^2 \frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2} \quad \text{mit } \Psi_1(z, t=0) = T_0 - \beta(-z) \quad \text{für } z \leqq 0, \tag{1a}$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = a_2^2 \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2} \quad \text{mit } \Psi_2(z, t=0) = T_0 + \Gamma \cdot z \quad \text{für } z \geqq 0, \tag{1b}$$

$$T_1(z=0, t) = \Theta(z=0, t) \quad \text{für alle } t \text{ und}$$

$$E - V + \lambda \frac{\partial T_1}{\partial z} - c_p A \frac{\partial \Theta}{\partial z} = 0 \quad \text{für } z=0 \text{ und alle } t. \tag{2}$$

Für den Wasserdampftransport gilt die Austauschgleichung

$$\frac{\partial q}{\partial t} = a_3^2 \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} \quad \text{mit} \quad \Psi_3(z, t=0) = q_{s0} + \sigma z \quad \text{für } z \geqq 0 \text{ und} \tag{3}$$

$$q(z=0, t) = q_s[T_1(z=0, t)] \text{ für alle } t, \text{ d. h.} \tag{4}$$

$$\vartheta(z=0, t) = T_1(z=0, t) = \Theta(z=0, t) \text{ für alle } t. \text{ (Taubildung.)} \tag{4a}$$

Versuchsweise wird als Grenzbedingung

$$W = A \frac{\partial q}{\partial z} = \text{const. für } z = 0 \text{ und alle } t \tag{5}$$

gesetzt. Die Rechnung ist für (1a, b) und (3) gesondert durchzuführen und durch nachträglichen Vergleich ist die Berechtigung von (5) zu erweisen.

II. Ableitung der Tauformel

Da nach (5) $W = V/r = \text{const.}$ gelten soll, ist auch $E - V$ in (2) konstant. Die entsprechende Lösung von (1a, b) unter den hier gestellten Bedingungen ist der Veröffentlichung [4] zu entnehmen. Sie lautet im vorliegenden Fall für die Erdoberfläche:

$$T_1(z=0, t) = \Theta(z=0, t) = T_0 - 2\sqrt{\frac{t}{\pi}} \frac{E - V - a_2 \Gamma(\sqrt{\lambda \varrho c} + c_p \sqrt{A \varrho_L})}{\sqrt{\lambda \varrho c} + c_p \sqrt{A \varrho_L}}. \tag{6}$$

Die Lösung von (3) ergibt sich analog zu

$$q(z=0, t) = q_{s0} - 2\sqrt{\frac{t}{\pi}} \left(\frac{W}{A} - \sigma\right) a_2. \tag{7}$$

Durch sie muß geklärt werden, ob die Bedingung (5) aufrechterhalten werden kann. Dazu müssen wir aber (7) in eine Bestimmungsgleichung für die Taupunktstemperatur überführen, um den Vergleich mit der aktuellen Temperatur durchführen zu können.

Eine vollkommen exakte Lösung des Ansatzes ist nicht möglich, nach einer unbedeutenden Vereinfachung läßt sich jedoch rasch eine sehr gute Näherungslösung für W angeben.

Das Mischungsverhältnis in wasserdampfgesättigter Luft ist wegen $q_s = \frac{0{\cdot}623}{p}\, e_s(\vartheta)$ bei konstantem Druck, den wir voraussetzen, eine Funktion der Taupunktstemperatur allein. Aus

$$\frac{d\,q_s}{d\,\vartheta} = \frac{0{\cdot}623}{p}\frac{d\,e_s}{d\,\vartheta} \quad \text{folgt} \quad \int_{q_{so}}^{q_s} d\,q_s = \frac{0{\cdot}623}{p}\int_{\vartheta_o}^{\vartheta}\frac{d\,e_s}{d\,\vartheta}\int_{\vartheta_o}^{\vartheta}\frac{d\,e_s}{d\,\vartheta}\,d\,\vartheta.$$

Darin wird $\frac{d\,e_s}{d\,\vartheta}$ durch einen in dem für die nächtliche Erdoberflächenabkühlung in Betracht kommenden Temperaturintervall der Größenordnung 10° C gültigen Mittelwert $\overline{\frac{d\,e_s}{d\,\vartheta}}$ ersetzt; daraus ergibt sich weiter die in einem Intervall $\vartheta_o - 10 \leqq \vartheta \leqq \vartheta_o$ gültige Näherung

$$q_s = q_{so} - C(\vartheta_o)\cdot\vartheta_o + C(\vartheta_o)\cdot\vartheta, \tag{8}$$

worin $C(\vartheta_o) = \frac{0{\cdot}623}{p}\,\overline{\frac{d\,e_s}{d\,\vartheta}}$ ist.

Für einen Luftdruck von 1000 mb wurde $C(\vartheta_o)$ errechnet und in Tabelle 1 zusammengestellt. Mit diesen Werten ist die Approximation durch (8) im Mittel auf 2 bis 3% genau.

Tabelle 1

ϑ_o °C	−5	−4	−3	−2	−1	0	1	2	3	4	5	6	7
$C(\vartheta_o)\cdot 10^4$	$1{,}5_0$	$1{,}6_0$	$1{,}7_2$	$1{,}8_5$	$1{,}9_8$	$2{,}1_2$	$2{,}2_6$	$2{,}4_0$	$2{,}5_6$	$2{,}7_3$	$2{,}9_1$	$3{,}1_3$	$3{,}3_3$
ϑ_o °C	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
$C(\vartheta_o)\cdot 10^4$	$3{,}5_6$	$3{,}7_8$	$4{,}0_3$	$4{,}2_9$	$4{,}5_5$	$4{,}8_4$	$5{,}1_5$	$5{,}4_7$	$5{,}7_9$	$6{,}1_5$	$6{,}5_0$	$6{,}8_8$	$7{,}2_6$

Geht man mit (8) in (7) und (4) ein, so erhält man die Taupunktstemperatur am Boden als Funktion der Zeit:

$$\vartheta(z=0,t) = \vartheta_o - 2\sqrt{\frac{t}{\pi}}\left(\frac{W}{A} - \sigma\right)\frac{a_2}{C(\vartheta_o)}. \tag{9}$$

Die durch (4) vorausgesetzte Wasserdampfsättigung in $z = 0$ für $t \geq 0$ ist gleichbedeutend mit der Bedingung (4a). Sie liefert mit (6) und (9) sofort eine Gleichung für W, die wegen der formalen Gleichheit von (6) und (9) widerspruchsfrei ist. — Durch die gleiche Zeitabhängigkeit von Temperatur und Taupunkt am Erdboden ist also die eingangs nur versuchsweise angesetzte Konstanz des zeitlichen Tauzuwachses als gerechtfertigt anzusehen. Allerdings war dazu die sicher zulässige Näherung (8) notwendig.

Für den je Zeit- und Flächeneinheit auftretenden Taufall an der Erdoberfläche ergibt sich:

$$W = \frac{A\,C(\vartheta_o)\,[E - a_2\,\Gamma(\sqrt{\lambda\varrho c} + c_p\sqrt{A\varrho_L})] + A\,a_2\,\sigma(\sqrt{\lambda\varrho c} + c_p\sqrt{A\varrho_L})}{A\,C(\vartheta_o)\,r + a_2(\sqrt{\lambda\varrho c} + c_p\sqrt{A\varrho_L})}. \tag{10}$$

Diese Formel liefert auf Grund der Voraussetzungen obere Grenzwerte für W. Die sehr enge Schranke wird etwas erweitert, wenn man nicht nur am Boden sondern in einer endlichen, dem Boden aufliegenden Atmosphärenschicht Wasserdampfsättigung annimmt. (Kondensation soll trotzdem ausschließlich an der Erdoberfläche stattfinden.) Dann läßt sich aber in (10) noch eine Vereinfachung anbringen. — Aus $T_2 = \vartheta$, $q_s = \frac{0.623}{p} e_s(T_2)$ und $\frac{\partial p}{\partial z} = -\varrho_L g$ folgt nämlich

$$\frac{\partial q_s}{\partial z} = \frac{0{\cdot}623}{p^2} e_s(T_2)\,\varrho_L g + \frac{0.623}{p}\frac{\partial e_s}{\partial T_2}\frac{\partial T_2}{\partial z},$$

worin wieder $\frac{\partial e_s}{\partial T_2}$ durch einen der nächtlichen Temperaturänderung entsprechenden Mittelwert ersetzt werden kann.

Im Anfangszustand ist

$$\frac{\partial q_s}{\partial z} = \sigma \doteq -\frac{0{\cdot}623}{p^2} e_s(\vartheta_0)\,\varrho_L g + \frac{0{\cdot}623}{p}\overline{\frac{\partial e_s}{\partial \vartheta}}\frac{\partial T_2(z, t=0)}{\partial z},$$

also $\sigma \doteq \sigma_1(\vartheta_0) + C(\vartheta_0)\,\gamma$, mit $\sigma_1(\vartheta_0) = \frac{\varrho_L g}{p} q_{s0}$ und $\gamma = \frac{\partial T_2(z, t=0)}{\partial z}$.

Dies, in (10) eingeführt, ergibt unter Mitberücksichtigung von $\Gamma = \gamma - \gamma_t$ die endgültige *Tauformel*

$$W = \frac{AC(\vartheta_0)\left\{E + a_2\left(\sqrt{\lambda \varrho c} + c_p\sqrt{A\varrho_L}\right)\left[\gamma_t + \sigma_1(\vartheta_0)/C(\vartheta_0)\right]\right\}}{AC(\vartheta_0) r + a_2\left(\sqrt{\lambda \varrho c} + c_p\sqrt{A\varrho_L}\right)}. \qquad (10\,a)$$

Tabelle 2.

ϑ_0 °C	−5	0	5	10	15	20
$\sigma_1(\vartheta_0)\cdot 10^8$	$0{,}32_1$	$0{,}46_6$	$0{,}66_5$	$0{,}93_6$	$1{,}30_3$	$1{,}78_0$
$\sigma_1(\vartheta_0)/C(\vartheta_0)\cdot 10^5$	$2{,}1_4$	$2{,}2_0$	$2{,}2_6$	$2{,}3_2$	$2{,}3_8$	$2{,}4_5$

Die für das 1000 mb-Niveau berechneten Werte von $\sigma_1(\vartheta_0)$ und $\sigma_1(\vartheta_0)/C(\vartheta_0)$ sind in Tabelle 2 zu finden. — Die Temperaturabhängigkeit des Bruches $\sigma_1(\vartheta_0)/C(\vartheta_0)$ ist sehr gering. In dem praktisch wichtigen Temperaturintervall (0°, 15°) kann ein konstanter Betrag $\sigma_1(\vartheta_0)/C(\vartheta_0) = 2{,}3 \cdot 10^{-5}$ verwendet werden, und dies mit Recht, denn bei $E = 2 \cdot 10^{-3}$ cal/cm² sec wird dadurch der Maximalwert von W nur um etwa 1 Promille verfälscht. (Der maximale Fehler in $\gamma_t + \sigma_1/C$ beträgt 1,3%.) Die Tauformel (10a) zeigt dann keine explicite Abhängigkeit vom vertikalen Temperatur- und Feuchtegradienten mehr und liefert für jede gewünschte Bodenart bei gegebenen Ausstrahlungs-, Wind-(Austausch-) und Feuchteverhältnissen eindeutige obere Grenzwerte für die Taubildungsmengen an der Erdoberfläche. Die oberen Grenzmengen für Tau sind erst recht auch solche für Reif, da r bei Sublimation um ca. 80 cal/g höher ist als bei Kondensation und im Nenner von W steht.

Eine gesonderte Betrachtung des Reifansatzes erübrigt sich deshalb. — Daneben gilt selbstverständlich jederzeit die Beziehung (6) für die Erdoberflächentemperatur.

III. Diskussion und numerische Auswertung der Tauformel

1. *Der Taufall als Funktion der effektiven Ausstrahlung*

Formel (10a) läßt sich in der Gestalt $W = K_1(A, \vartheta_0, \lambda\varrho c) \cdot E + K_2(A, \vartheta_0, \lambda\varrho c)$ wiedergeben. Darin ist $K_2 < 0$. Bei gegebenen Bodeneigenschaften, Turbulenz- und Feuchteverhältnissen ist also W eine lineare Funktion von E. Für Taufall ist demnach eine negative Strahlungsbilanz der Erdoberfläche unerläßlich; er ist umso stärker, je größer der Strahlungsverlust ist. Günstige Bedingungen liefern somit klare Nächte, in denen nach SAUBERER [5] bei uns etwa mittlere Werte $E = 2.2 \cdot 10^{-3}$ cal/cm² sec gemessen werden. Dieser Betrag wird allen unseren Berechnungen von W zugrundegelegt, um Maximalwerte zu erhalten.

Strahlungsverlust der Erdoberfläche allein genügt aber nicht; er muß vielmehr einen bestimmten Grenzwert übersteigen, der in erster Linie vom turbulenten Austausch abhängig ist. Da bei Strahlungswetter die Umkehr des Strahlungsstromes am Abend bereits rund $1\frac{3}{4}$ Stunden vor Sonnenuntergang erfolgt, kann nach Überschreiten eines den Verhältnissen entsprechenden Grenzwertes von E noch vor Sonnenuntergang Taubildung erwartet werden. In den Morgenstunden dauert anderseits das Überwiegen der nächtlichen Ausstrahlung noch nach Sonnenaufgang eine Zeitlang an, weshalb auch nach Tagesanbruch bis zur Unterschreitung des Grenzwertes von E Taufall wahrscheinlich ist.

An schönen Sommertagen wurden schon diesbezügliche Beobachtungen gemacht. Nach HILTNER [6] setzt an solchen Tagen der Taufall bereits 1 Stunde vor Sonnenuntergang ein und dauert bis etwa $\frac{1}{2}$ Stunde nach Sonnenaufgang an. — Für unsere Zwecke wollen wir die höchstmögliche Andauer der Taubildung mit der Zeit der astronomischen Nachtlänge plus 1 Stunde festsetzen.

Ergänzt und zusammengefaßt ergeben sich folgende *Merksätze*: Taubildung kann nur bei negativer Strahlungsbilanz der Erdoberfläche und da erst ab einem gewissen Grenzwert des Strahlungsverlustes eintreten. Sie setzt bei gegebener spezifischer Feuchte umso später ein, je stärker die Luftbewegung (Turbulenz) und je größer die Wärmeleitfähigkeit und Volumenkapazität ($\varrho\, c$) des Bodens ist. Die höchstmögliche Andauer des Taufalles kommt der Zeit der astronomischen Nachtlänge plus 1 Stunde nahe und wird nur bei Strahlungswetter erreicht. — Im übrigen ist der zeitliche Tauzuwachs bei sonst konstanten Abkühlungsbedingungen eine lineare Funktion der effektiven Ausstrahlung.

2. *Turbulenter Austausch und Taubildung*

Der Zusammenhang dieser beiden Größen ist bereits verwickelterer Natur, jedoch mit Hilfe der Abbildung 1 leicht zu durchschauen. Jede

der dort wiedergegebenen Kurven stellt die Abhängigkeit des zeitlichen Tauzuwachses (Maß: mm/10 Stunden) vom Austausch dar, bei sonst konstanten Parametern. Das vielleicht Erstaunliche daran ist, daß W zuerst mit A steigt, bei einer bestimmten Turbulenz ein Maximum erreicht und dann fällt. Es existiert auch ein gewisser Austauschkoeffizient, nach dessen Überschreitung Taufall ausgeschlossen ist.

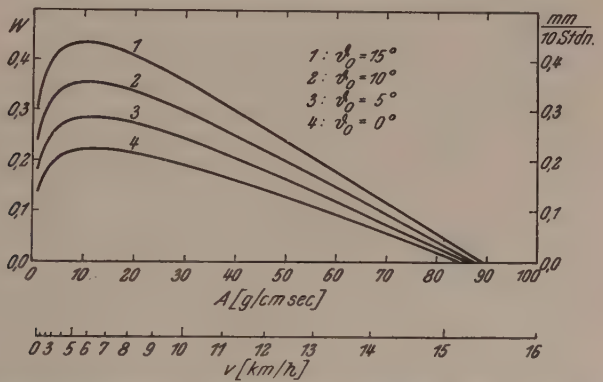

Abb. 1 Der zeitliche Tauzuwachs in Abhängigkeit vom turbulenten Austausch bzw. Wind und vom anfänglichen Taupunkt, berechnet für $E = 2{,}2 \cdot 10^{-3}$ und $\sqrt{\lambda \varrho c} = 0{,}29 \cdot 10^{-3}$ [cgs-Einheiten].

Der hier als höhenkonstant vorausgesetzte Austauschkoeffizient A kann nach REUTER [7] in direkte Beziehung zur horizontalen Windgeschwindigkeit gebracht werden. Für $F = \frac{2}{\sqrt{\pi}\left(\sqrt{\lambda \varrho c} + c_p \sqrt{A \varrho_L}\right)}$ fand er auf halbempirischem Wege den Zusammenhang $F = F(v)$. Diese Funktion kann durch $F(v) = F(0) \cdot e^{-bv}$ approximiert werden. Für die Verhältnisse im Garten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik wird $F(0) = 30$ (cgs-Einheiten) und $b = 0{,}0693$ (h/km), wenn die mittlere Windgeschwindigkeit v in km/h gemessen wird (Anemometerhöhe 35 m über Grund). [In der Originalarbeit von REUTER ist $F(0) \doteq 25$, dies wurde jedoch mit Hilfe der alten ÅNGSTRÖM-Formel für die nächtliche Ausstrahlung gefunden, die bekanntlich zu hohe E liefert. Die Umrechnung auf die tatsächliche Ausstrahlung ergibt etwa $F(0) = 30$.] Aus $F(v)$ und der Definition von F kann $A = A(v)$ hergeleitet werden, falls $\lambda \varrho c$ bekannt ist. Um einen Eindruck von dieser Abhängigkeit zu vermitteln, wurde $A = A(v)$ für die *angenommenen* mittleren Werte $\lambda = 2 \cdot 10^{-3}$, $\varrho c = 0{,}42$ (cgs-Einheiten; siehe III, 4) errechnet und in Abbildung 1 durch die zweite Abszissenskala dargestellt; sie kann von den tatsächlichen Verhältnissen etwas abweichen.

Daß die Taubildung bei größeren Windgeschwindigkeiten ausbleibt, ist bekannt; der anfängliche Anstieg von W bei kleineren, zunehmenden Beträgen von A scheint aber der Wirklichkeit zu widersprechen, doch gewisse Registrierungen von Tauschreibern, die bereits zum Teil falsch interpretiert wurden, verlangen diesen sogar.

SEEMANN und LÖW [8] beispielsweise beobachteten eine Temperaturzunahme in der bodennächsten Luftschicht und einen gleichzeitigen steileren Anstieg der Registrierkurve eines Tauschreibers. Sie schlossen daraus, daß die stärkere Taubildung den Temperaturanstieg bewirkt habe. Dieser Meinung können wir uns nicht anschließen. Eine plausible, mathematisch fundierte Erklärung dieses Phänomens ist auf Grund unserer Ergebnisse leicht möglich.

Geht die nächtliche Abkühlung beispielsweise zuerst bei Windstille vor sich, so stellt sich in Bodennähe ein zeitlich konstanter Temperaturgradient [4] und zugleich ein entsprechender Wert W ein. Ein Thermograph zeigt dann einen stetigen Abfall der Temperatur der bodennächsten Luftschicht und der Tauschreiber gibt eine gleichmäßige Zunahme der Taumenge an. Setzt dann aber plötzlich leichte Luftbewegung ein, so muß trotz gleichbleibender Ausstrahlung nach (10a) bzw. Abbildung 1 der zeitliche Tauzuwachs steigen und gleichzeitig der Temperaturgradient eine Verringerung erfahren [4], der eine kurzdauernde Temperaturzunahme an der Erdoberfläche und in der angrenzenden Luftschicht entspricht. [Dies ist aus (6a) zu errechnen.] Es ist also trotz Temperaturanstieges verstärkter Taufall zu beobachten, weil die Erdoberfläche dabei stets kälter bleibt als die nächste Umgebung; es erfolgt aber die Temperaturzunahme nicht wegen der vermehrten Taubildung, sondern auf Grund der erhöhten Turbulenz, die in gewissen Grenzen auch eine Erhöhung des zeitlichen Tauzuwachses bewirkt.

Merksätze. Der zeitliche Tauzuwachs ist bei gegebenen Wärme- und Temperaturleiteigenschaften des Bodens und bei konstanter effektiver Ausstrahlung allein eine Funktion der atmosphärischen Turbulenz, also des Windvektors und der Bodenrauhigkeit.

Es gibt eine günstigste, von null verschiedene Windgeschwindigkeit, bei der W ein Maximum erreicht, es gibt aber auch eine Grenzgeschwindigkeit des Windes, oberhalb der Taubildung ausgeschlossen ist. Die günstigste Windgeschwindigkeit variiert nur wenig, die Grenzgeschwindigkeit zeigt eine etwas stärkere Abhängigkeit von den Abkühlungseigenschaften des Erdbodens (siehe Abb. 4), ist aber anderseits von der spezifischen Feuchte der Luft fast unabhängig (siehe Abb. 1).

Die verbreitete Meinung, daß bei Windstille maximaler Taufall auftrete, braucht auf Grund unserer Erkenntnisse nur insofern modifiziert werden, als „Windstille" durch „schwache Luftbewegung" zu ersetzen ist. Die Abnahme des zeitlichen Tauzuwachses bei stärkerem oder zunehmendem Wind wird bestätigt.

3. *Absolute Feuchte und Taubildungsmengen*

Die Abhängigkeit der Taumengen vom Wasserdampfgehalt der Luft ist auch ohne mathematische Ableitungen einleuchtend. Formel (10a) gestattet deren quantitative Berechnung.

Die Maximalwerte der Taumengen wurden für 10stündigen Taufall (und mittlere Bodenverhältnisse) in ihrer Abhängigkeit von der Taupunktstemperatur ϑ_0 berechnet und in Tabelle 3 wiedergegeben.

Tabelle 3. *Maximaler Taufall in 10 Stunden für* $E = 2{,}2 \cdot 10^{-3}$ *und* $\sqrt{\lambda \varrho c} = 2{,}9 \cdot 10^{-2}$ *(cgs-Einheiten)*

ϑ_0 °C	−5	0	5	10	15	20
W_{Max} $\frac{mm}{10\,Stdn}$ ..	$0{,}16_5$	$0{,}22_2$	$0{,}28_5$	$0{,}35_6$	$0{,}43_3$	$0{,}51_5$

Eine Anwendung dieser Ergebnisse zeigt die Abbildung 2. Für die 50jährigen (1901—1950) Monatsmittel der Taupunktstemperatur von Wien [9] wurden zunächst die maximalen Kondenswassermengen bei 10stündigem Taufall bestimmt und in Abbildung 2a aufgetragen. Die sinusförmige Kurve zeigt Ende Juli ein ausgeprägtes Maximum. (Realen Charakter besitzen nur die Werte der schneefreien Monate März bis einschl. November.) Rechnet man dagegen auf den höchstmöglichen Taufall während einer Nacht um (Taubildungszeit entsprechend unseren früheren Ausführungen gleich der astronomischen Nachtlänge in 48° Br. plus 1 Stunde), so ergibt sich eine von Abbildung 2a wesentlich abweichende Kurve (Abb. 2b; eine ähnliche, grundsätzlich anders ermittelte jahreszeitliche Verteilung der Tau-Höchstmengen ist bei HOFMANN [2] zu finden). Während die mittleren Tau-Höchstmengen/Nacht im Frühling relativ niedrig bleiben, steigen sie ab der Sommersonnenwende stark an, erreichen aber erst zu Herbstbeginn ihr Maximum. Die Verschiebung der Maxima in Abbildung 2a und 2b beträgt etwa 1½ Monate.

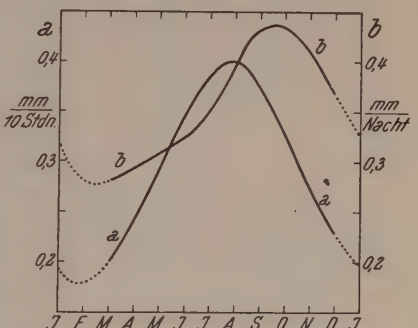

Abb. 2. a) Jahresgang der mittleren Höchstwerte des zeitlichen Tauzuwachses.
b) Jahresgang der mittleren Tau-Höchstmengen/Nacht (Berechnet für Wiener Feuchteverhältnisse [9] und $E = 2{,}2 \cdot 10^{-3}$, $\sqrt{\lambda \varrho c} = 0{,}29 \cdot 10^{-3}$ [cgs-Einheiten])

Weder in der Zeit mit dem höchstmöglichen zeitlichen Tauzuwachs noch in der Jahreszeit mit den längsten Nächten dürfen demnach bei günstiger Witterung Höchstwerte an Tau erwartet werden, sondern vielmehr in den Übergangsmonaten von der warmen zur kalten Jahreszeit.

Merksätze: Die Taubildungsmengen steigen mit wachsender absoluter Feuchte der Luft, unter sonst konstanten Verhältnissen. In unserem Klimagebiet sind bei günstiger Witterung im Hochsommer maximale Beträge des zeitlichen Tauzuwachses zu erwarten, höchste Taumengen pro Nacht sind jedoch erst etwa 1½ Monate später wahrscheinlich.

Die Rechnung ergibt mittlere Höchstmengen von Tau, die zwischen 0,28 und 0,44 mm/Nacht liegen und sich somit vollständig in die Reihe der gesicherten Meßergebnisse einordnen.

4. *Einfluß der Abkühlungseigenschaften des Bodens auf den Taufall*

Örtliche Unterschiede in den Taumengen können zwanglos durch lokale Änderungen der effektiven Ausstrahlung (verschiedene Horizont-

abschirmungen), der Turbulenz (Windschutz usw.) und der Abkühlungseigenschaften des Untergrundes (verschiedene Bodenarten und Feuchteverhältnisse) erklärt werden. Die Einflüsse einer Variation von E und A auf W wurden bereits abgeschätzt.

In die Tauformel geht von den Bodeneigenschaften außer der Wärmeleitfähigkeit λ auch die Volumenkapazität ϱc ein. Diese beiden Größen können je nach der Bodenart stark variieren und müssen deshalb für spezielle Berechnungen bekannt sein. Da zwischen λ und ϱc im allgemeinen kein strenger Zusammenhang besteht, müßte man die Abhängigkeit des zeitlichen Tauzuwachses von λ und ϱc durch viele Beispiele veranschaulichen, was den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde und deshalb unterlassen wird. Nach O. KRISCHER [*10*] besteht aber für jede Bodenart ein eindeutiger Zusammenhang zwischen Wärmeleitfähigkeit und Wassergehalt, dem man dann nach MITSCHERLICH [*11*] auch Werte von ϱc zuordnen kann. Diese besondere Veränderlichkeit der Abkühlungseigenschaften des Bodens wollen wir nun in unsere Tauformel einführen, um so die allgemeinen Züge der Funktion $W = W(\lambda\, \varrho c)$ etwas zu beleuchten.

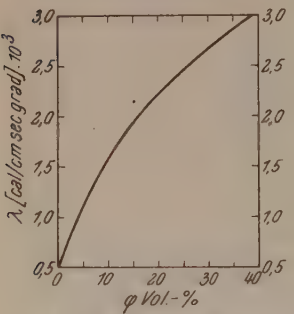

Abb. 3. Die Wärmeleitfähigkeit eines verunreinigten Sandbodens (Stoffgewicht: 2,6 g/cm³; Porenvolumen: 50%) als Funktion des Wassergehaltes [*10*]

Für verunreinigte Sandböden (und in gewissem Maße für alle lehmigen und tonigen Bodenarten) des Stoffgewichtes 2.6 g cm³ mit 50%igem Porenvolumen gilt der in Abbildung 3 dargestellte Zusammenhang von Wärmeleitfähigkeit und Bodenfeuchtigkeit [*10*]. Zu einzelnen Werten von λ wurden entsprechend der Bodenfeuchte die Beträge von ϱc errechnet [*11*]. Die Wertepaare finden sich in Tabelle 4.

Tabelle 4

λ [cal/cm sec grad] . 10^3 .	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
ϱc [cal/cm³ grad]	0,29	0,35	0,42	0,52	0,65

Sie dienen ihrerseits der Berechnung von W in Abhängigkeit vom Austausch und von einzelnen Feuchtigkeitsgraden des verunreinigten Sandbodens. Das Ergebnis zeigt die Abbildung 4. Man kann ihr entnehmen, daß die Taumengen, unter sonst gleichen Bedingungen, für trockene Böden höher ausfallen als für feuchte und daß die Grenze der Windgeschwindigkeit, oberhalb welcher Taubildung nicht vorkommt, bei trockenen Gründen höher liegt als bei feuchten.

Da W vom Produkt $\lambda\, \varrho c$ abhängt (bzw. von der Wurzel daraus), dies aber im allgemeinen (wie in unserem Spezialfall) mit λ sinkt bzw. steigt, kann man die Schlüsse erweitern und in folgende Form fassen:

Merksatz: Unter sonst konstanten Verhältnissen fallen die Taumengen bei trockenen Böden, und im allgemeinen bei solchen mit geringerer

Wärmeleitfähigkeit. höher aus als bei feuchten, bzw. bei solchen mit großer Wärmeleitfähigkeit.

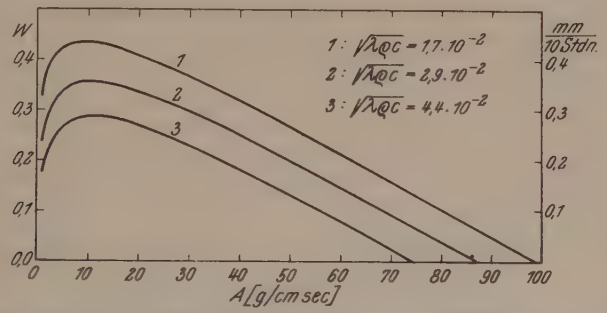

Abb. 4. Zusammenhang des zeitlichen Tauzuwachses mit den Abkühlungseigenschaften des Erdbodens und dem turbulenten Austausch, berechnet für $\vartheta_0 = 10°$ C und $E = 2{,}2.10^{-3}$ cal/cm² sec

IV. Schlußbemerkungen

Führt man sich nochmals vor Augen, unter welchen Voraussetzungen unsere Tauformel (10a) hergeleitet wurde, so wird man feststellen, daß darin der langwellige Strahlungsverlust der Erdoberfläche bei unserer Anwendungsart auf eine Strahlungsnacht eine höchstens 10%ige Überbewertung erfahren hat. Dieser entspricht ein um etwa 12% zu hoher zeitlicher Tauzuwachs.

Die absolute Feuchte der Luft geht zwar auch mit ihrer jeweils günstigsten Verteilung in die Formel ein, der so dargestellte Zustand kann jedoch in Extremfällen nahezu erreicht werden. Alle übrigen Größen werden immer den vorliegenden Bedingungen entsprechend richtig berücksichtigt, also ergibt sich die

Schlußfolgerung: Von der Tauformel (10a) werden obere Grenzmengen für den zeitlichen Tauzuwachs geliefert, die höchstens um etwa 12% höher liegen können als die tatsächlich erreichbaren Höchstwerte. Wichtiger als eine exakte Erfassung der Taumengen ist aber die gegebene Darstellung der physikalischen Zusammenhänge zwischen den für die nächtliche Abkühlung maßgeblichen Größen und dem Taufall an der Erdoberfläche, die für weitere Untersuchungen des Tauproblems von Bedeutung sein kann.

Literatur

1. Bergeron, T.: Hydrometeor-Beschreibungen (1937). Com. Météor. Internat. Procès-verbaux Sess. Salzbourg 1937, Secrét. OMI Nr. 40, 232 (1938).
2. Hofmann, G.: Die Thermodynamik der Taubildung. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 18 (1955).
3. Keränen, J.: Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. — In: Einführung in die Geophysik II, von A. Nippoldt, J. Keränen und E. Schweidler. Springer, Berlin 1929.

4. Drimmel, J.: Über theoretische Formeln zur Berechnung der nächtlichen Abkühlung der Erdoberfläche und über ihre Anwendungsmöglichkeiten. Arch. Met. Geoph. Biokl., B **5**, 18 (1953).

5. Sauberer, F.: Registrierungen der nächtlichen Ausstrahlung. Arch. Met. Geoph. Biokl., B **2**, 347 (1951).

6. Hiltner, E.: Der Tau und seine Bedeutung für den Pflanzenbau. Wiss. Arch. Landw., A **3**, 1 (1930).

7. Reuter, H.: Forecasting Minimum Temperatures. Tellus **3**, 141 (1951).

8. Seemann, J. und K. Löw: Die Auswirkung der Taubildung auf den Temperaturverlauf in der bodennahen Luftschicht. Meteorol. Z. **61**, 158 (1944).

9. Steinhauser, F., O. Eckel und F. Sauberer: Klima und Bioklima von Wien. I. Teil, Wien 1955.

10. Krischer, O.: Der Einfluß von Feuchtigkeit, Körnung und Temperatur auf die Wärmeleitfähigkeit körniger Stoffe. Habilitationsschrift, Techn. Hochschule Darmstadt.

11. Mitscherlich, A.: Bodenkunde für Land- und Forstwirte. Berlin 1920.

551.594.11

(Meteorologisches Observatorium Aachen des Deutschen Wetterdienstes)

Zur Strömungstheorie des luftelektrischen Feldes III: Der Austauschgenerator[1]

Von

H. W. Kasemir, Neptune, N. J. USA

Mit 1 Textabbildung

Zusammenfassung. Registrierungen des luftelektrischen Feldes und des Vertikalstromes während des Herbstes 1953 in Buchau a. F. zeigen an klaren und wolkenlosen Tagen einen bemerkenswerten Anstieg nach Sonnenaufgang. Diese Beobachtung löste eine eingehende Untersuchung dieses sogenannten Sonnenaufgangeffektes aus. Da gleichzeitig mit diesem eine Abnahme der Leitfähigkeit erfolgte, kann der Stromanstieg nicht auf eine Leitfähigkeitsänderung zurückgeführt werden. Um zu einer befriedigenden Erklärung zu kommen, muß man zusätzlich zu dem weltweiten Gewittergenerator einen örtlichen Schönwettergenerator annehmen. Weitere Meßergebnisse führen zu dem Schluß, daß dieser Schönwettergenerator dem Austausch zuzuschreiben ist, der mit Hilfe des Elektrodeneffektes eine positive Raumladung innerhalb der Austauschschicht aufbaut.

Summary. The records of the atmospheric electric field and the air-earth-current during the fall of 1953 in Buchau a. F. show a remarkable increase after sunrise on clear and cloudless days. This prompted a closer investigation of the so-called sunrise effect. Since a decrease of the conductivity takes place at the same time, the increase of the current cannot be accounted by a variation of the conductivity. In order to explain this phenomenon satisfactorily one must assume a local fair weather generator on land in addition to the worldwide thunderstorm generator. The experimental results lead to the conclusion, that this fair weather generator must be attributed to the austausch, which, with the help of the electrode effect, builds up a positive space charge within the austausch layer.

Résumé. Des enregistrements du champ électrique de l'atmosphère et du courant vertical à Buchau a. F. au cours de l'automne 1953, indiquent

[1] Vorliegende Arbeit stammt aus meiner an der Luftelektrischen Forschungsstelle Buchau a. F. begonnenen und später am Meteorologischen Observatorium Aachen des Deutschen Wetterdienstes weitergeführten theoretischen Untersuchung über die atmosphärisch-elektrischen Verhältnisse.

une augmentation remarquable après le lever du soleil pendant les jours sereins et sans nuages. Cette constatation fut à l'origine d'un examen plus approfondi de cet effet de lever du soleil. Etant donné qu'au même instant a lieu une baisse de la conductibilité, il est impossible de ramener l'augmentation de courant à un changement de celle-ci. Si l'on veut trouver une explication satisfaisante, il faut admettre, à côté du générateur universel d'orage, un générateur local de beau temps. D'autres résultats de mesures portent à conclure que ce générateur de beau temps doit être attribué à l'échange qui, à l'aide d'un effet d'électrode, produit une charge libre positive dans la couche d'échange.

I. Einleitung

Während einer längeren Schönwetterperiode im Spätsommer 1953 wurde an der luftelektrischen Forschungsstelle in Buchau a. F. ein auffälliger Anstieg des luftelektrischen Feldes und des Vertikalstromes bei Sonnenaufgang beobachtet. Dieser Feld- und Stromanstieg auf mindestens den doppelten Wert gegenüber den Werten vor Sonnenaufgang war besonders deutlich bei wolkenlosen und windstillen Sonnenaufgängen. Ebenso trat an manchen Tagen zusammen mit dem Sonnenaufgangseffekt ein negativer Strom bei positivem Feld auf, der bald nach Mitternacht einsetzte und bis Sonnenaufgang andauerte. Die Gegenpolarität von Feld und Strom läßt auf einen negativen Konvektionsstrom schließen, der den positiven Leitungsstrom überwiegt. Das Merkwürdige dabei ist, daß die Träger dieses negativen Konvektionsstromes sich der Beobachtung entzogen. Es konnte auch nicht der feinste Niederschlag oder Nebel beobachtet werden; die Stärke von Dunst und Tau unterschied sich nicht von der an Tagen mit positivem Stromverlauf. Während sich der Sonnenaufgangseffekt durch die Wirkung des Austauschgenerators erklären läßt, bleibt der negative Konvektionsstrom vor Sonnenaufgang noch in Dunkel gehüllt.

II. Registrieranlage

Bevor wir zu der Auswertung der Meßergebnisse übergehen, wollen wir kurz die Registrieranlage skizzieren. Die in [1] beschriebene Feld- und Stromregistrierapparatur war für die Vertikalstromregistrierung durch die Anpassung an den luftelektrischen Stromkreis [2] verbessert worden. Weiterhin wurde sie durch eine Sonnenschein- und Windrichtungsregistrierung ergänzt. Feld, Strom, Sonnenschein und Wind wurden in zyklischer Reihenfolge alle 20 sec durch einen Fallbügelschreiber auf demselben Registrierstreifen aufgezeichnet. Der radioaktive Kollektor für die Feldmessung war etwa 4 m über dem Boden an der Wand des Laboratoriumsgebäudes befestigt. Das Auffangnetz für die Stromregistrierung war 25 m vom Gebäude entfernt ebenerdig in einer Grube aufgestellt. Der 12 m hohe Windfahnenmast stand 8 m entfernt an der einen Seite der Grube und der etwa 4 m hohe Mast für die Photozelle zur Sonnenscheinregistrierung in 5 m Entfernung auf der anderen Seite der Grube. Wolken-

losigkeit konnte aus der Sonnenscheinregistrierung an dem glatten Bogen der Registrierkurve erkannt werden, während Bewölkung ein abruptes Hin- und Herspringen und niedrige Werte dieser Kurve verursachte. In der Windregistrierung war Windstille sehr gut an dem stückweise glatten Kurvenzug kenntlich, während schon Windgeschwindigkeiten von 2 m/sec und darüber die Windfahne um die Hauptwindrichtung hin und her pendeln ließen und so eine charakteristische Streuung in der Registrierkurve erzeugten.

III. Meßergebnisse

Das Registriermaterial erstreckt sich von Anfang Juli 1953 bis etwa Mitte September 1953. Nach Ausscheiden der gestörten Tage (Tage mit Niederschlag, Nebel und anderen Störungen) wurden die verbleibenden 48 Registrierkurven in drei Gruppen eingeteilt:

1. Wolkenlose und windstille Sonnenaufgänge mit positivem Strom (26 Tage).

2. Bewölkte und windige Sonnenaufgänge mit positivem Strom (12 Tage).

3. Wolkenlose und windstille Tage mit negativem Strom vor Sonnenaufgang (10 Tage).

Windige und bewölkte Sonnenaufgänge mit negativem Strom traten nicht auf.

Für jede dieser Gruppen wurden die Registrierkurven auf den Zeitpunkt des Sonnenaufganges synchronisiert und dann gemittelt. Die Ergebnisse sind in den Abb. 1, a—c entsprechend den Gruppen 1, 2, 3, dargestellt; darin ist die Feldkurve E die ausgezogene und die Stromkurve i die gestrichelte Linie.

In Abb. 1a sehen wir deutlich den Sonnenaufgangseffekt sowohl in der Feld- als auch in der Stromkurve. Mit Sonnenaufgang beginnt ein stetiges Ansteigen in beiden Kurven, das etwa 2½ Stunden nach Sonnenaufgang abklingt. Das Feld steigt dabei auf das 2,4fache und der Strom etwa auf das 2fache des Wertes vor Sonnenaufgang. Das stärkere Ansteigen des Feldes gegenüber dem Strom zeigt eine schwache Abnahme der Leitfähigkeit von etwa 20% an.

Eine Zunahme der Leitfähigkeit um etwa 25% tritt bei windigen und bewölkten Sonnenaufgängen auf (Abb. 1b). Allerdings ist hier die Leitfähigkeit vor Sonnenaufgang in ihrem Absolutbetrag um die Hälfte kleiner als bei windstillen und wolkenlosen Sonnenaufgängen. Der Anstieg von Feld und Strom ist auch in Abb. 1b noch deutlich zu erkennen, wenn er auch nicht so stark ausgeprägt ist wie in Abb. 1a. Der Strom steigt etwa auf das 1,8fache und das Feld auf das 1,5fache des Wertes vor Sonnenaufgang.

Abb. 1c zeigt den Sonnenaufgangseffekt bei wolkenlosem und windstillem Wetter mit anfänglich negativen Stromwerten. Der Feldanstieg beträgt etwa das 3fache. Einen Strom- oder Leitfähigkeitsanstieg zu

berechnen, hat jedoch hier keinen Sinn, da sich ja in der Stromregistrierung ein Leitungsstrom und ein Konvektionsstrom überlagern; die Berechnung

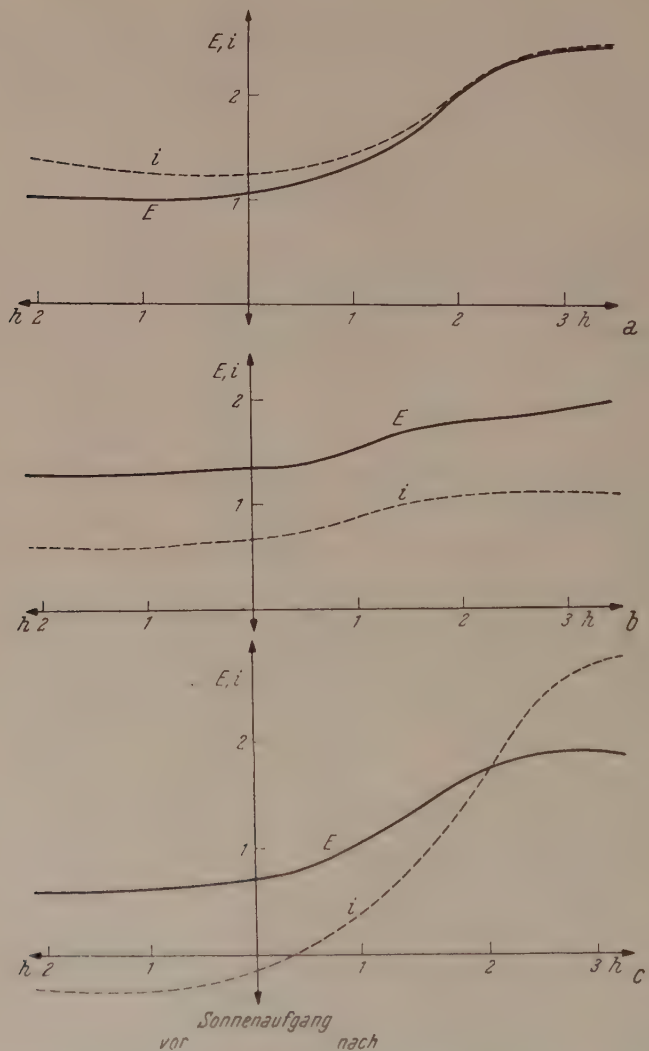

Abb. 1. Verlauf des Potentialfeldes E und der Vertikalstromstärke i vor und nach Sonnenaufgang:
a) Bei wolkenlosen und windstillen Sonnenaufgängen mit positivem Strom
b) Bei windigen und bewölkten Sonnenaufgängen mit positivem Strom
c) Bei wolkenlosen und windstillen Sonnenaufgängen mit negativem Strom

der Leitfähigkeit aus Feld und Strom setzt aber nur reinen Leitungsstrom voraus.

IV. Deutung der Meßergebnisse

Wir wollen nun versuchen, aus den vorhandenen Registrierungen die Ursache des Sonnenaufgangseffektes zu erschließen. Da es sich hier um einen lokalen und nicht um einen weltweiten Effekt handelt, kann dieser nicht durch entsprechende Spannungsschwankung des Gewittergenerators erzeugt werden. Es bleiben dann theoretisch noch zwei Möglichkeiten offen: Einmal eine Erniedrigung des Säulenwiderstandes (columnar resistance) auf etwa den halben Wert und zweitens ein zusätzlicher Generatoreffekt.

Der Erniedrigung der *columnar resistance* müßte eine Erhöhung der Leitfähigkeit auf etwa den doppelten Wert entsprechen. Diese Erhöhung müßte speziell in den unteren 3 km Luftschicht erfolgen, da hier der Hauptanteil des Widerstandes zur columnar resistance konzentriert ist. Jetzt ist aber weder eine Ionisierung der Luft in Erdnähe durch Sonnenlicht beobachtet worden, noch ist eine Zunahme der Leitfähigkeit mit Sonnenaufgang die Regel. Die meisten Leitfähigkeitsmessungen ergeben eine Leitfähigkeitsabnahme mit Sonnenaufgang, die auf eine Kernaufwirblung durch den mit Tagesbeginn einsetzenden Austausch zurückgeführt wird. Daß diese Leitfähigkeitsverschlechterung sich nicht nur auf eine dünne Bodenschicht beschränkt, sondern die ganze Austauschschicht erfaßt, haben Rita Sagalyn und Gerd Faucher [3] mit ihren Flugzeugmessungen nachgewiesen. Diese Abnahme der Leitfähigkeit mit Sonnenaufgang steht ebenfalls in Übereinstimmung mit unserer Berechnung nach Abb. 1a. Aber selbst die nach Abb. 1b berechnete Leitfähigkeitszunahme am Erdboden um 25% würde nicht ausreichen, um eine Stromzunahme von 80% zu erklären. Die Rückführung des Sonnenaufgangseffektes auf eine Abnahme der columnar resistance stößt also auf einige Schwierigkeiten.

Wenden wir uns der zweiten theoretischen Möglichkeit zu, nämlich dem unbekannten *Generator*. Als Generator oder Teil eines Generators ist jeder gegen die Feldrichtung bewegte Ladungsträger aufzufassen. Da der hier in Frage stehende Generator die normale Feld- und Stromrichtung verstärkt, muß er positiv polar sein, er muß also seinen positiven Pol in der Luft und seinen negativen Pol auf der Erde haben. Um nun den positiven Pol in der Luft aufzubauen, ist es nötig, daß durch eine nicht elektrische Kraft positive Ladungsträger vom Erdboden in die Höhe gehoben werden, oder aber daß negative Ladungsträger aus der Luft zur Erde herunterfallen. Den letzten Fall haben wir verwirklicht in dem negativen Konvektionsstrom von Abb. 1c. Da dieser Strom aber gerade mit Sonnenaufgang aufhört und außerdem nur bei dem kleineren Teil der Fälle mit Sonnenaufgangseffekt auftritt, scheidet er für eine Erklärung des Sonnenaufgangseffektes aus.

Der erste Fall, daß nämlich positive Ladungsträger in die Höhe gehoben werden, wird durch den Austausch verwirklicht. Um diesen Transport von schwer beweglichen Ionen für einen Generatoreffekt richtig wirksam werden zu lassen, muß aber durch einen zweiten Effekt eine stetige Nach-

lieferung von positiven Ionen am Erdboden erfolgen. Eine bloße Verdünnung der auf der Erde lagernden positiven Raumladung auf einen größeren Raum würde keine Felderhöhung am Erdboden hervorrufen. Für diese Nachlieferung käme der Elektrodeneffekt in Betracht, der eine positive Raumladung an der Erdoberfläche aufzubauen bestrebt ist. Ein dauerndes Abziehen von großen positiven Ionen aus dieser Raumladung würde zu einer dauernden Nachlieferung durch den Elektrodeneffekt Anlaß geben. Die durch den Austausch ebenfalls erhöhte Kernproduktion würde die Umwandlung der durch den Elektrodeneffekt gelieferten Kleinionen in Großionen gewährleisten.

J. G. Brown [4] hat den ortszeitlichen Gang des Potentialgefälles an ungestörten Tagen auf die Erzeugung und Verfrachtung von Kernen durch den Austausch zurückgeführt. Alle diese Überlegungen kann man sinngemäß auch auf den Generatoreffekt des Austausches übertragen. Sogar die mittägliche Depression auf Grund der Kernverarmung kann durch ein Nachlassen des Generatoreffektes bei ungenügender Kernnachlieferung erklärt werden. Darüber hinaus erklärt der Austauschgenerator auch das Ansteigen des Stromes, während eine reine Leitfähigkeitsverschlechterung durch den Austausch zwar mit dem Tagesgang des Potentialgefälles in Übereinstimmung gebracht werden kann, zu dem Tagesgang des Leitungsstromes aber in direktem Gegensatz steht.

V. Hinweise zur Theorie des Austauschgenerators in der bisherigen Literatur

Von allen dem Verfasser bekannten Veröffentlichungen hat wohl die Arbeit von R. Holzer [5] die meiste Ähnlichkeit mit den hier vorgetragenen Anschauungen. Holzer hat in einem großzügig angelegten Meßprogramm gleichzeitig die luftelektrischen Elemente auf drei Bergspitzen und auf See registriert und in einer Analyse der Ergebnisse die örtlichen Einflüsse von den weltweiten abgetrennt. Um den Tagesgang des auf den Bergspitzen gemessenen Stromes mit dem Tagesgang des Leitungsstromes auf See in Übereinstimmung zu bringen, unterwirft er den Bergspitzenstrom einer halb empirisch, halb theoretischen Korrekturformel. Diese Korrektur enthält die beiden Einflüsse des Austausches auf den luftelektrischen Stromkreis:

1. Die Verschlechterung der Leitfähigkeit und damit die Erhöhung der columnar resistance.

2. Die Generatorwirkung des Austausches durch Einführen eines zusätzlichen Leitungsstroms, der vom Konvektionsstrom des Austausches herrührt.

Damit ergibt sich für die auf Bergspitzen beobachtete Leitungsstromdichte der Ansatz

$$i_{obs} = i + iA \sin \frac{2\pi t}{T} = i\ (1 + A \sin \frac{2\pi t}{T}).$$

Hierbei bedeutet i den vom Gewittergenerator herrührenden Anteil der Vertikalstromdichte und $iA \sin 2\pi t/T$ den vom Austauschgenerator her-

rührenden Anteil. Daß letzterer ebenfalls proportional der Leitungsstromdichte i des Gewittergenerators ist, kann man so begründen, daß beide Generatoren über den Elektrodeneffekt miteinander gekoppelt sind, wie später noch näher erläutert werden soll. Der Term $A \sin 2\pi t/T$ enthält den Kopplungsfaktor A und den Tagesgang des Austauschgenerators $\sin 2\pi t/T$, der als sinusförmig in der Zeitspanne $T/2$ von Sonnenauf- bis Sonnenuntergang angenommen wird.

Die Verschlechterung der columnar resistance R wird durch ein additives Glied ΔR berücksichtigt, so daß sich zwischen der Leitungsstromdichte auf See i_{corr} und der Leitungsstromdichte auf dem Berg i die Beziehung ergibt

$$\frac{i_{corr}}{i} = \frac{R_o + \Delta R}{R_o} = 1 + \frac{\Delta R}{R_o};$$

mit der oben angeschriebenen Formel für i_{obs} ergibt sich dann die Korrekturformel

$$i_{corr} = i_{obs} \frac{1 + \Delta R/R_o}{1 + A \sin \frac{2\pi t}{T}} \quad \text{(Vgl. [5] S. 26).}$$

Ein Vergleich der so korrigierten Strommessungen auf den Bergspitzen mit der gleichzeitig gemessenen Stromdichte auf See ergibt eine für luftelektrische Messungen hervorragende Übereinstimmung. Dies berechtigt zu der Hoffnung, daß sich auch für ungestört gelegene Stationen des Flachlandes eine ähnliche Analyse wird durchführen lassen.

Wenn wir weiter in der luftelektrischen Literatur zurückgehen, so finden wir, daß die Idee des Austauschgenerators, wenn auch abweichend von der hier vorgetragenen Form, viel älter ist als z. B. die Idee des Gewittergenerators. Vor etwa 50 Jahren versuchten Elster und Geitel [*6*] aus der größeren Beweglichkeit und dem größeren Diffusionskoeffizienten der negativen Ionen die negative Aufladung der Erde und die positive Raumladung der Luft zu erklären. Ebert [*7*] nahm dann den Austausch und den horizontalen Wind hinzu, um die in Erdbodennähe lagernde positive Raumladung in größere Höhen und auf Meere und Polarkappen zu verfrachten. Das Ziel war, den Generator für das weltweite luftelektrische Feld zu finden. Besonders unter den Einwänden von Simpson [*8*] und Swann [*9*] gegen eine genügend schnelle horizontale Verteilung der Raumladung für einen weltweiten Generator brach dann diese Theorie zusammen. Die Konzentration der damaligen Forschung auf den weltweiten Generator brachte es mit sich, daß die lokale Wirksamkeit dieses Ebertschen Generators weiterhin unbeachtet blieb. Erst 1940 haben dann Gish und Sherman [*15*] in ihrer Analyse der lokalen luftelektrischen Erscheinungen die Einwirkung eines örtlichen Konvektionsstromes wieder zur Diskussion gestellt.

Eine Beleuchtung von einer anderen Seite erfährt der Austauschgenerator durch eine Arbeit von Whipple [*10*], der den Austausch in die Berechnung des Elektrodeneffekts mit einbezieht mit dem Ziel, die Abnahme des luftelektrischen Feldes mit der Höhe zu erklären. Wenn

auch hier die Generatorwirkung des mit dem Austausch gekoppelten Elektrodeneffektes nicht direkt erwähnt wird, so liegt sie doch im Ansatz und der Rechnung mit drin. Wir wollen diese Rechnung mit einer leichten Modifikation hier wiederholen. Die Modifikation bezieht sich darauf, daß wir den Strom des Gewittergenerators von dem des Austauschgenerators abtrennen, um die Eigenschaften des letzteren für sich allein untersuchen zu können. Nun besteht allerdings zwischen diesen beiden Generatoren eine Kopplung derart, daß vor Einsetzen des Austauschgenerators mit Sonnenaufgang die positive Raumladung am Erdboden durch den Leitungsstrom des Gewittergenerators bereits gebildet ist, die das Zustandekommen des Austauschgenerators überhaupt erst ermöglicht. Einmal in Gang gekommen, könnte sich der Austauschgenerator vermittels des Elektrodeneffekts seines eigenen Leitungsstroms dann selbst unterhalten. Diese Rückkopplung ebenso wie die Abhängigkeit von dem Elektrodeneffekt des Gewittergenerators findet in der Rechnung nur eine sehr allgemein gehaltene Berücksichtigung durch die Bodenraumladung q_o. Wir können jedoch dieses Verfahren für Betrachtungen des stationären Zustandes als ausreichend ansehen. Es eröffnet auch die Möglichkeit, die von Elster, Geitel und Ebert eingeführte Raumladung der Bodenatmung mitzuberücksichtigen. Ein- und Ausschaltvorgänge des Austauschgenerators bedürfen allerdings eines erweiterten Ansatzes.

In der nun folgenden Ableitung bedeuten:

q = Raumladungsdichte der Luft [A sec/m^3]
k = Austauschkoeffizient [m^2/sec]
E = Feldstärke [V/m]
i = Leitungsstromdichte [A/m^2]
c = Konvektionsstromdichte [A/m^2]
λ = Leitfähigkeit [1/Ohm · m]
ε = Dielektrizitätskonstante [A sec/V m]
x = Höhenkoordinate [m]

Der Index o bei q, E, i gibt den Bodenwert der betreffenden Größe an. Da wir es nur mit einer Raumkoordinate zu tun haben, gilt

$$\operatorname{div} E = \frac{dE}{dx}.$$

Die Kennzeichnung des Vektorcharakters von E und i durch einen Pfeil ist weggelassen, da nur die Komponenten in der x-Richtung auftreten.

Von den Ansätzen über die Austauschwirkung bei meteorologischen Elementen ist bekannt, daß der vom Austausch getragene Konvektionsstrom c proportional ist dem Konzentrationsgefälle des betrachteten Elementes — in unserem Fall der Raumladung —, multipliziert mit der Austauschkonstanten k.

$$c = -k\frac{dq}{dx}. \tag{1}$$

Dieser Konvektionsstrom wird im stationären Zustand vom Leitungsstrom gerade kompensiert:

$$c + i = 0. \tag{2}$$

Nun folgt weiterhin aus den bekannten Beziehungen

$$i = \lambda E, \; \mathrm{div}\, E = \frac{dE}{dx} = \frac{q}{\varepsilon} \text{ mit Berücksichtigung von (2)}$$

die Gleichung

$$\frac{di}{dx} = \frac{\lambda}{\varepsilon} q = -\frac{dc}{dx}. \tag{3}$$

Durch Differenzieren von (1) nach x erhalten wir aus den Gleichungen (1) und (3) die Differentialgleichung der Raumladung

$$\frac{d^2 q}{dx^2} = \frac{\lambda}{\varepsilon k} q. \tag{4}$$

Die Lösung können wir in der Form schreiben

$$q = q_0 e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{\varepsilon k}} x} \tag{5}$$

ε, λ und k sind bei der Integration als höhenkonstant angenommen worden. Für λ und k trifft dies sicher nicht zu, so daß diese Lösung nur als erste Näherung zu betrachten ist. Weiterhin ist in der Rechnung keine obere Grenze der Austauschschicht angenommen worden. Alle diese Einschränkungen werden dadurch etwas gemildert, daß nach (5) die Raumladung auf die untersten Luftschichten begrenzt bleibt, selbst wenn die Austauschwirkung in größere Höhen hinaufreicht.

Nehmen wir mit Whipple als „plausiblen" Wert für $k = 1 \; \frac{m^2}{\mathrm{sec}}$ und für die Zeitkonstante der Bodenluft e/λ 10 min. an, so ist die Raumladung in 25 m Höhe bereits auf den e-ten Teil abgeklungen. Die Abnahme auf den 10ten bzw. 100sten Teil ist in 57 m bzw. 113 m Höhe erfolgt. Daraus würde folgen, daß mit Messungen auf einem 50 bis 100 m hohen Turm der Austauschgenerator sich vollständig erfassen lassen müßte.

Aus (5) erhalten wir durch einfache Integration die Gleichungen für die Feldstärke und die Stromdichte

$$E = -\frac{q_0}{\varepsilon} \sqrt{\frac{\varepsilon k}{\lambda}} e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{\varepsilon k}} x} \tag{6}^1$$

$$i = -\frac{\lambda}{\varepsilon} q_0 \sqrt{\frac{\varepsilon k}{\lambda}} e^{-\sqrt{\frac{\lambda}{\varepsilon k}} x} \tag{7}^1$$

Setzen wir $q_0 = 200$ Elementarladungen $= 3 \cdot 10^{-17}$ A sec/cm^3, so erhalten wir für die Bodenwerte der Feldstärke E_0 und der Stromdichte i_0

$$E_0 = -85 \text{ V/m und}$$
$$i_0 = -1{,}25 \cdot 10^{-12} \text{ A/m}^2.$$

[1] Die ungewohnten negativen Vorzeichen für Feld und Strom in den Gleichungen (6) und (7) rühren daher, daß in Übereinstimmung mit der theoretischen Physik $\mathrm{div} E = q/\varepsilon$ gesetzt wurde und nicht, wie in der Luftelektrizitätsforschung üblich, $\mathrm{div} E = -q/\varepsilon$.

Diese Zahlenangaben zeigen, daß die Anteile des Austauschgenerators zum luftelektrischen Feld und der Vertikalstromdichte einen erheblichen Prozentsatz der gemessenen Werte darstellen. Da aber der Wert für q_o stark streut und Variationsgrenzen für die Austauschkonstante k nur schwer anzugeben sind, wollen wir keine weiteren Schlüsse aus einer quantitativen Auswertung der Gleichungen (5), (6) und (7) ziehen. Dafür wenden wir uns den Eigenarten des Austauschgenerators zu, die den normalen Vorstellungen des luftelektrischen Stromkreises zuwider laufen.

Nach (7) haben wir eine Abnahme der Leitungsstromdichte mit zunehmender Höhe zu erwarten, trotzdem wir einen stationären Zustand vorausgesetzt haben. Dieselbe Abnahme ist nach Gl. (6) für die Feldstärke gegeben, trotzdem wir eine konstante Leitfähigkeit angenommen haben. Diese so merkwürdig klingenden Ergebnisse sind der Ausdruck dafür, daß wir uns sozusagen im Inneren des Austauschgenerators befinden. Im Gegensatz hierzu gilt bei dem vom Gewittergenerator herrührenden Strom, daß die Stromdichte im stationären Zustand konstant ist, und daß die Feldstärke umgekehrt proportional zu der Leitfähigkeit sein muß. Dies gibt uns ein sehr einfaches Mittel an die Hand, um die bisher vorliegenden luftelektrischen Messungen in der Höhe auf das Vorhandensein des Austauschgenerators hin zu prüfen.

VI. Meßergebnisse, die auf den Austauschgenerator hinweisen

Den ersten Hinweis darauf, daß die Vertikalstromdichte mit der Höhe abnimmt, finden wir bei Wigand [*11*], der vor etwa 40 Jahren das luftelektrische Feld und die Leitfähigkeit bis in 9 km Höhe gemessen hat. Aus diesen Freiballonmessungen erkannte Wigand, daß eine Abnahme der Leitungsstromdichte mit der Höhe existiert, wodurch ein Generator (Quelle) in den unteren Luftschichten angezeigt wird[1]. Da dieses Ergebnis aber den Vorstellungen eines weltweiten Generators widersprach, war die Stellungnahme der Fachwelt sehr zurückhaltend[2]. Es ist jedenfalls in den nachfolgenden 30 Jahren kein Versuch gemacht worden, diese Messungen zu wiederholen.

Erst 1941 bis 1943 hat Rossmann bei einer ganzen Reihe von Flügen mit dem Segelflugzeug das luftelektrische Feld und die Leitfähigkeit gleichzeitig gemessen. Da in dieser Veröffentlichung [*12*] die Meßergebnisse einzelner Flüge in graphischer Darstellung mit einer ausgezeichneten

[1] Nach Wigand (*11*): „. . . . daß sich nicht nur in größen Höhen, sondern ebenso in den unteren Schichten der Atmosphäre ein nicht auf Ionenleitung beruhender Vorgang abspielt, der die betreffenden Schichten dauernd zu Quellen eines von oben nach unten gerichteten Vertikalstromes macht."

[2] Nach *E.* Schweidler: Die Aufrechterhaltung der elektrischen Ladung der Erde. Hamburg 1932, S. 17. „. . . Einige Messungen von Wigand in größerer Höhe haben allerdings ergeben, daß die Stromdichte in der Höhe geringer war als am Boden, doch sind diese vereinzelten Messungen bei der bekanntlich unregelmäßigen Verteilung der luftelektrischen Elemente nicht ausreichend für die gegenteilige Hypothese einer mit der Höhe abnehmenden Stromdichte."

Beschreibung der jeweiligen Wetterlage wiedergegeben sind, so ist diese Arbeit als Prüfstein für den Austauschgenerator besonders geeignet. Hier zeigt sich nun, daß bei Schönwetterlagen mit ausgeprägter Dunstschicht zwar der Abnahme des Feldes mit der Höhe meistens eine Zunahme der Leitfähigkeit entspricht, daß aber besonders in den unteren 500 bis 1000 Metern die Feldabnahme die Leitfähigkeitszunahme rund um das Doppelte übertrifft. Es treten aber auch Fälle auf, bei denen die Leitfähigkeit innerhalb der Dunstschicht angenähert konstant bleibt, die Feldstärke aber vom Bodenwert von etwa 100 bis 150 V/m stetig bis auf 20 bis 30 V/m an der oberen Grenze der Dunstschicht zurückgeht. Dies bedeutet aber, daß Feld und Leitfähigkeit nicht mehr umgekehrt proportional verlaufen, und daß die Stromdichte mit zunehmender Höhe abnimmt. Dies sind aber gerade die Kennzeichen, die den Austauschgenerator charakterisieren. Neben dieser allgemeinen Bestätigung zeigt sich aber auch, daß der Austauschgenerator stark von der jeweiligen Wetterlage abhängig ist, und daß er größere Höhen erfaßt, als durch die oben wiedergegebene Berechnung nach Whipple zu erwarten ist. Beide Punkte zeigen, daß hier ein fruchtbares Feld der Bearbeitung harrt, und daß gerade luftelektrische Messungen besonders geeignet sind, um in die sonst schwer zugänglichen Austauschprobleme meßtechnisch einzudringen. Der letzte Gedanke ist bereits von Israël in seinen Veröffentlichungen [*13*, *14*] wiederholt ausgesprochen worden, in denen er die enge Korrelation zwischen dem Tagesgang des luftelektrischen Feldes und dem Austauschgeschehen herausgestellt hat.

Für diese luftelektrischen Austauschuntersuchungen wäre es von großer Bedeutung, wenn während des Internationalen Geophysikalischen Jahres der Tagesgang des Gewittergenerators durch Feldmessungen auf See und durch Sphericsregistrierungen [*5*] für jeden einzelnen Tag bestimmt werden würde. Damit würden sämtliche luftelektrischen Forschungsstellen der Welt schlagartig in die Lage versetzt sein, den Einfluß des Gewittergenerators in ihren luftelektrischen Registrierungen abzutrennen und die lokalen Effekte für sich zu untersuchen. Es würden dann bereits Bodenmessungen ausreichend sein, um die kennzeichnenden Größen des Austauschgenerators zu bestimmen. Da hier die Strommessung durch den Konvektionsstrom des Austauschgenerators eine neue Modifikation erfährt, wollen wir zum Schluß noch kurz auf diese eingehen.

Es besteht einmal die Möglichkeit den Leitungsstrom durch eine Berechnung aus Feld- und Leitfähigkeitsmessungen zu bestimmen, oder aber den *Gesamtstrom* d. h. die Summe von *Leitungs-* und *Konvektionsstrom* mit Hilfe der üblichen Auffangplatte direkt zu messen. Wie weit allerdings hier der Konvektionsstrom mitgemessen wird, hängt von dem Aufstellungsort und der Lage der Meßplatte ab. Ist diese parallel zur Erdoberfläche aufgestellt, so wird sie zwar den von oben absinkenden Konvektionsstrom am Nachmittag mitmessen, aber nicht den am Vormittag nach oben aufsteigenden Konvektionsstrom. In den Nacht- und Vormittagsstunden sollten bei solcher Aufstellungsart berechneter und gemessener Vertikalstrom übereinstimmen; am Nachmittag sollte der gemessene

Strom den berechneten reinen Leitungsstrom überwiegen. Gerade dies Ergebnis wurde von Holzer [5] bei seinen luftelektrischen Messungen auf Bergspitzen gefunden[1]. Bei senkrechter Aufstellung der Meßplatte sollte berechneter und gemessener Strom immer übereinstimmen, denn hier trifft der Konvektionsstrom nur die obere Kante der Platte, während der Leitungsstrom auf der ganzen Fläche der Platte einmündet. Damit wird der von oben absinkende Konvektionsstrom nur zu einem geringen Bruchteil, der Leitungsstrom aber in seiner vollen Stärke aufgenommen. Bei senkrechter Aufstellung trifft jedoch der über dem Erdboden hinstreichende Wind die Platte mit voller Wirkung, so daß wir hier einem neuen Konvektionsstrom Rechnung zu tragen haben. Wir haben nun bloß die Eigenschaften dieser speziellen Antennenformen zu kultivieren, um zu eindeutigen Messungen der verschiedenen Ströme zu kommen.

Für die Messung des Leitungsstroms soll die Antenne möglichst viel Leitungsstrom und möglichst wenig Konvektionsstrom aufnehmen. Die einfachste Ausführungsart wird hier eine lange horizontale Drahtantenne sein, die einige Meter über dem Erdboden ausgespannt ist. Diese Antenne fängt die Stromlinien eines großen Bereiches ihrer Umgebung ein, während sie für den Konvektionsstrom nur eine geringe Angriffsfläche bietet. Es läßt sich zeigen, daß der Einzugsbereich einer horizontalen Antenne in erster Näherung gleich ist dem Produkt ihrer Länge und Höhe. Es würde also zum Beispiel eine 10 m lange Antenne in 5 m Höhe ausgespannt den Anteil des Leitungsstromes einfangen, der sonst von einem $5 \cdot 10$ m^2 großen Stück der Erdoberfläche aufgenommen wird. Wenn nun der Antennendraht 2 mm im Durchmesser hat, so bietet dieselbe Antenne dem Konvektionsstrom nur eine Angriffsfläche von 0,02 m^2. Der Leitungsstrom wird also um den Faktor 2500 gegenüber dem Konvektionsstrom bevorzugt gemessen. Da der Überhöhungsfaktor der Antenne für die Feld- und Stromlinien derselbe ist, so bleibt auch die Anpassungsbedingung unverändert. Wir haben nur darauf zu achten, daß die Zeitkonstante der Eingangsimpedanz unserer Meßapparatur gleich ist der Zeitkonstanten der Bodenluft. Ein weiterer Vorteil der Drahtantenne ist der, daß man mit geringem technischen Aufwand das 50- bis 100fache des von der üblichen Auffangplatte gelieferten Stromes einfängt, was eine Verkleinerung des Eingangswiderstandes der Apparatur und damit geringere Anforderungen an die Isolation zur Folge hat.

Wollen wir nun den vertikalen Konvektionsstrom messen, so haben wir den Leitungsstrom von der Meßplatte durch einen Faradayschen Käfig abzuschirmen, dessen Decke aus einem weitmaschigen, eventuell doppelten Drahtgitter besteht, während die Wände zum Schutz gegen horizontale Konvektionsströme aus soliden Platten gefertigt sind.

[1] Nach Holzer [5] S. 23. . . . The computed and measured air-earth current densities were essentially the same at night. However, the currents exhibited some systematic differences during the day which are not satisfactorily explained. In particular, on Haleakala the measured current exceeded the computed current in the late afternoon and early evening hours.

Andererseits wird man zur Messung horizontaler Konvektionsströme gerade das Dach des Faraday-Käfigs aus solidem Material und die Wände aus weitmaschigem Drahtgitter machen. Ein in diesem Faraday-Käfig aufgestellter Würfel oder Zylinder wird dann nur vom horizontalen Konvektionsstrom getroffen werden. Eine gleichzeitige Registrierung der Windgeschwindigkeit würde die Berechnung der Raumladung gestatten.

Diese kurzen Hinweise sollen zeigen, daß selbst für Bodenstationen eine Reihe von meßtechnischen Möglichkeiten besteht, um den Austauschgenerator zu erfassen.

Es führen folgende Ergebnisse und Überlegungen zu der Annahme des *Austauschgenerators*:

1. Der Sonnenaufgangseffekt, d. h. das gleichzeitige Ansteigen des luftelektrischen Feldes und der Vertikalstromdichte mit Sonnenaufgang.

2. Die enge Korrelation zwischen dem Tagesgang des luftelektrischen Feldes und dem Austauschgeschehen.

3. Eine Erklärung des Tagesganges des luftelektrischen Feldes durch die Variation der Leitfähigkeit allein führt zu Widersprüchen mit dem Tagesgang der Vertikalstromdichte.

4. Die stärkere Abnahme des Feldes mit der Höhe, als sie der Leitfähigkeitszunahme entsprechen würde, oder was auf dasselbe herauskommt, die Abnahme der Vertikalstromdichte mit der Höhe.

5. Da der Austausch nur den mechanischen Transport der Ionen bewirkt, ist für eine Generatorwirkung eine zusätzliche Ionenquelle nötig.

6. Als Ionenquelle käme der Elektrodeneffekt in Betracht, doch könnten auch die Elster-Geitel-Ebertsche Bodenatmung oder andere Ionen bildende Effekte wirksam sein.

Literatur

1. Kasemir, H.-W.: An apparatus for sumiltaneous registration of potential gradient and air-earth current. J. Atm. Terr. Phys. **2**, 32—37 (1951).
2. — Measurement of air-earth current density. Vortrag auf der luftelektrischen Tagung in Wentworth USA, Mai 1954. Im Druck.
3. Sagalyn, R. C. and G. A. Faucher: Aircraft investigation of the large ion content and conductivity of the atmosphere and their relation to meteorological factors. J. Atm. Terr. Phys. **5**, 253—272 (1954).

3a. — — Time variation of charged atmospheric nuclei. Vortrag auf der Tagung für Wolkenphysik in Woodshole, USA, September 1955.

4. Brown, J. G.: The local variation of the earth's electric field. Terr. Magn. **40**, 413 (1935).
5. Holzer, R. E.: Studies of the universal aspect of atmospheric electricity. Final report, Contract No. AF 19(122)-254. Los Angeles, USA, 1955.
6. Elster, J. und H. Geitel: Terr. Magn. **4**, 231 (1899).
7. Ebert, H.: Über die Ursache des normalen atmospherischen Potentialgefälles und der negativen Erdladung. Phys. Z. **5**, 135—140 (1904).
8. Simpson, G. C.: Über das normale elektrische Feld der Erde. Phys. Z. **5**, 734—736 (1904).

9. Swann, W. F. G.: On the origin and maintenance of the earth's negative charges. Terr. Magn. **20**, 105 (1915).

10. Whipple, F. J. W.: On potential gradient and air earth current. Terr. Magn. **37**, 355 (1932).

11. Wigand, A.: Der vertikale Leitungsstrom in der Atmosphäre und die Erhaltung des elektrostatischen Erdfeldes. Phys. Z. **22**, 623 (1921).

12. Rossmann, F.: Luftelektrische Messungen mittels Segelflugzeugen. Ber. d. Dtsch. Wetterd. US-Zone Nr. 15, 1950.

13. Israël, H.: Austauschuntersuchungen mittels luftelektrischer Messungen. Arch. Met. Geoph. Biokl. A, **4**, 367—373 (1950).

14. Israël, H., H.-W. Kasemir und K. Wienert: Luftelektrische Tagesgänge und Massenaustausch im Hochgebirge der Alpen. Arch. Met. Geoph. Biokl. A, **5**, 357—381 (1951).

15. Gish O. and Sherman K. L.: Analysis of local atmospheric-electric phenomena at College, Alasca. Terr. Magn. **45**, 172 (1940).

551.49

On Thermal Springs
A Contribution to the Knowledge of Their Nature

By

V. Conrad, Cambridge, Mass, U. S. A.

With 5 Figures

Summary. Temperature and discharge of fourteen thermal springs at Badgastein (Hohe Tauern, Austrian Alps) were observed throughout a year. *Daily* observations were made at four springs. With these an obviously rapid increase in temperature of 1 Cdeg occurred from May 11 to May, 12 1931. Generally, short variations are exceedingly small. Six other springs, observed once a week, showed an increase in temperature of an equal amount. Synchronism of the increase among all the ten springs could be made plausible. The dropping back of temperature on May 23 occurred unequivocally simultaneously with all the ten springs.

The curve of *discharge* remained, however, fully undisturbed within the time of the temperature discountinuity.

From the synchronism of the disturbance of temperature the conclusion was drawn that *all the ten springs may originate from one and the same source in the interior of the mountains.*

The main problem that should be cleared up in this study on temperature and discharge is the question how far the spring water is either juvenile or vadose (atmospheric) or mixed of both.

An investigation into the variability of temperature and discharge was the first step. The daily observations of four springs offered a convenient material. The absolute variability (A. V.) (Table 5, last line) is extremely small, 0.045 Cdeg, on the average, for the four springs. As a supplement the *interdiurnal variability* (I. V.) was calculated. On the average, this is still smaller than the regular average variability. It is 0.026 Cdeg. A comparison of the magnitude of R. V.* and R. I. V.* of discharge for December, January and July, August arrived partly at contradictory indications. The differences, however, between the two seasons are of an order of magnitude of only hundredth per cent so that the idea is at hand to think of an effect caused by chance.

The further investigation leads to the conclusion that some of the springs are likely of juvenile nature and perhaps sometimes mixed with *non*-essential amounts of atmospheric water.

* Relative Variability and Relative Interdiurnal Variability.

Rain water penetrating the clefts has either no influence on the temperature or it must have a cooling effect. The discharge must increase in any case if rain water is penetrating. The number of "*coolings*" from day to day must be *increased* then in the *warm half-year* and just so the number of cases with *discharge increasing* from day to day. These effects are examined by means of two methods. In some cases the statistical indications were qualitatively again in favor of the assumption that rain water penetrates in small amounts. The magnitude of the differences is, however, not large enough, and the agreement of the behavior of the single springs not sufficient to exclude the role of *chance*. Also this investigation arrived, at the result that one or the other indication speaks for the assumption that occasionally after copious rainfalls insignificant amounts of atmospheric water are mixed with the thermal water.

Especially in consideration of the result of the first section that some of the springs carry *essentially juvenile* water one could think of anything but of variations of temperature and discharge in the length of a year.

Figures 4a and 4b, however, show examples of such, at least fictive, annual variations. With the one spring, variations of temperature and discharge are parallel to one another; in the other spring the variations are opposite to one another; with a spring, the water of which is mixed of juvenile water with greater amounts of atmospheric water, the opposite type must be expected with minimum of temperature and maximum of discharge in summer. Only one of the fourteen springs (W) fulfils these conditions.

The reality of the annual variations is dubious since with the most important spring groups the ranges of both elements are very small. A method given by the present author permits estimating the reality of an annual variation so far as only practically *whole-year sine-waves* are considered.

The main result is that four springs of the fourteen show a *real* annual variation of temperature and at the same time of discharge.

Only a clue can be given to a possibly correct explanation. The *movement of the poles* shows *two* and *only two* periodical components that cause certain stresses in the crust of the earth. With a probability not too small these stresses contribute to the release of earthquakes and could also influence the mechanism of the springs. The one component has a wave length of 12 months, the other one of 14 months. If it would be possible to discover the second 14-months-variation of temperature and discharge from a new material of a few years the enigma of the annual variation, otherwise *un*understandable, could be solved to a certain degree.

In the last section some numerical characteristics of the springs appear. Statistics show that a real annual variation of temperature is found only in springs of a medium temperature and not in the warmest and coolest springs.

All of the methods applied here, lead to the conclusion that *some of the springs at Badgastein carry generally pure juvenile water possibly mixed sometimes with negligible amounts of vadose water.*

Zusammenfassung. Temperatur und Ergiebigkeit von 14 Thermalquellen in Badgastein (Hohe Tauern, Österreich. Alpen) wurden ein Jahr hindurch beobachtet. Bei vier Quellen erfolgten die Messungen täglich. Bei diesen wurde ein offenbar rascher Anstieg um zirka 1° C vom 11. bis 12. Mai beobachtet, während sonst die kurzen Schwankungen ausnehmend klein sind. Bei sechs weiteren Quellen, bei denen nur einmal in der Woche gemessen

wurde, trat gleich großer Anstieg ein. Gleichzeitigkeit desselben mit dem der vier täglich beobachteten Quellen konnte plausibel gemacht werden. Bei dem Zurückfallen der Temperatur am 23. Mai unterliegt die Gleichzeitigkeit bei allen 10 Quellen keinem Zweifel. Die Kurve der Ergiebigkeit der 10 Quellen verläuft merkwürdigerweise völlig ungestört. Aus dem Synchronismus der Störung wird geschlossen, daß alle zehn Quellen wahrscheinlich einen gemeinsamen Ursprung im Innern des Gebirges haben.

Das Hauptproblem, zu dessen Klärung eine Untersuchung der Temperatur und Ergiebigkeit beitragen soll, liegt in der Frage, wieweit das Quellwasser atmosphärischen (vadosen) oder juvenilen Ursprungs ist. Zu diesem Zwecke wurde eine Untersuchung der Veränderlichkeit der beiden Elemente an Hand der täglichen Beobachtungen an vier Quellen durchgeführt. Die mittlere absolute Veränderlichkeit (Tabelle 5, letzte Zeile) ist ausnehmend klein und beträgt im Mittel der vier Quellen 0,045° C; die interdiurne Veränderlichkeit (I. V.) ist im Mittel noch kleiner als die mittlere Veränderlichkeit und beträgt 0,026° C.

Für die Untersuchung der *Ergiebigkeit* wurde die *relative* Veränderlichkeit (R. V.) angewendet; sie erreicht im Mittel der vier Quellen nicht ½%, die R. I. V. nicht einmal 0,4%.

Ein Vergleich der Größen von R. V. und R. I. V. für Dezember (Januar und Juli) August führt zu teilweisem Widerspruch. Die Unterschiede zwischen den beiden Jahreszeiten bewegen sich jedoch nur in hundertstel Prozent, so daß es naheliegt, an eine Zufallswirkung zu denken. Die weitere Untersuchung führt dann zu dem Schluß, daß *einige von den untersuchten Quellen keinen wesentlichen Zusatz von atmosphärischem Wasser erhalten.*

Wenn Regenwasser die Klüfte durchdringt, hat es entweder keinen Einfluß auf die Temperatur oder es müßte abkühlend wirken. Die Ergiebigkeit muß bei zugesetztem Regenwasser jedenfalls ansteigen. Wenn also Außenwasser eindringt muß die Zahl der Abkühlungen von Tag zu Tag im warmen Halbjahr steigen und ebenso die der zunehmenden Ergiebigkeit. Diese Effekte werden mittels zweier Methoden geprüft. Als Resultat ergab sich wieder, daß die Statistiken in manchen Fällen *qualitativ* für die Annahme von eindringendem Regenwasser sprechen, daß aber die *quantitativen* Unterschiede nicht groß genug sind, das Verhalten der einzelnen Quellen nicht einheitlich genug, um das Wirken des Zufalls auszuschließen. Auch diese Untersuchung kommt zum Schluß, daß wohl das eine oder andere Anzeichen dafür spricht, daß gelegentlich größerer Regenfälle kleine Mengen atmosphärischen Wassers dem Quellwasser beigemengt werden.

Speziell mit Rücksicht auf die Feststellung, daß die Quellen wesentlich juveniles Wasser aus den Tiefen der Gebirgskette zutage führen, sollte man alles eher als Schwankungen mit Jahresperiode von Temperatur und Ergiebigkeit vermuten. Fig. 4 und 5 zeigen Beispiele solcher, mindestens fiktiver Jahresgänge und auch die extremen Möglichkeiten. Bei der einen Quelle variieren Temperatur und Ergiebigkeit gleichsinnig, bei einer zweiten spiegelbildlich. Bei einer reichlich mit atmosphärischem Wasser gemischten Quelle müßte spiegelbildliches Verhalten auftreten, mit Temperaturminimum und Ergiebigkeitsmaximum im Sommer. Nur eine einzige Quelle (W) erfüllt diese Bedingung. Was die Realität der sich ergebenden Jahresschwankung so fraglich macht, sind die bei den wichtigsten Quellgruppen auftretenden, sehr kleinen Schwankungsweiten. Eine vom Verfasser gegebene Methode erlaubt es, die Realität einer Jahresschwankung abzuschätzen, soweit man es mit einer praktisch ganzjährigen Sinuswelle zu tun hat.

Als Hauptresultat wird festgestellt, daß vier Quellen *reale Jahresschwankung von Temperatur sowohl als von Ergiebigkeit aufweisen.* Zur Erklärung ist daran zu erinnern, daß die *Bewegung der Erdpole* zwei und nur zwei periodische Komponenten aufweist, die gewisse Spannungen in der Erdkruste erzeugen müssen. Diese tragen z. B. mit nicht unbedeutender Wahrscheinlichkeit zur Auslösung von Erdbeben bei und könnten so auch den Quellmechanismus beeinflussen. Die eine Komponente hat eine Wellenlänge von 12 Monaten, die andere eine von 14 Monaten. Wenn es gelänge, auch diese 14monatige Schwankung von Temperatur und Ergiebigkeit der Quellen in einem mehrjährigen Material festzustellen, wäre wohl das Rätsel der sonst unverständlichen Jahresschwankung gelöst.

Im letzten Abschnitt erscheinen einige numerische Charakteristiken der Quellen. Unter anderem ist zu ersehen, daß weder die wärmsten noch die kühlsten Quellen dem besprochenen Jahresgang unterworfen sind, sondern nur solche, die einer mittleren Temperaturgruppe angehören.

Alle hier angeführten Untersuchungsmethoden führen zu dem Schlusse, daß das *juvenile Wasser einiger der Gasteiner Quellen nur mit unwesentlichen Teilen atmosphärischen Wassers vermischt sein kann.*

Résumé. On a observé pendant une année la température et le débit de 14 sources thermales à Bad Gastein (Hohe Tauern, Alpes autrichiennes). Pour 4 sources on fit des mesures quotidiennes, pour 6 autres une fois par semaine et pour les 4 dernières une fois en 5 semaines. Une hausse remarquable de température de 1° s'est produite pour toutes les sources au milieu de mai, tandis que le débit restait inchangé. On en conclut que les sources ont une origine commune à l'intérieur de la montagne.

Le problème principal est celui de savoir si les eaux de ces sources sont d'origine atmosphérique ou non. A cet effet on a examiné la variabilité de la température qui est en moyenne extrêmement faible, de l'ordre de 0,045°; la variation interdiurne est encore plus petite: 0,026°. En ce qui concerne le débit, la variabilité relative de quatre sources n'atteint pas 0,5%. On est amené à conclure que quelques-unes des sources ne reçoivent pas d'apport d'eau météorique. Si de l'eau de pluie pénètre dans le sous-sol, elle doit ou bien ne pas modifier la température des sources ou alors l'abaisser; elle doit parallèlement accroître le débit. L'étude statistique montre que tout au plus certaines fortes chutes de pluie peuvent se mêler partiellement à l'eau des sources.

Ces résultats font douter d'une variation de température et de débit à période annuelle. Quatre sources présentent cependant une variation annuelle des deux grandeurs, faible il est vrai. Il est possible que l'explication puisse en être trouvée un jour dans le déplacement du pôle, capable de provoquer des tensions de la croûte terrestre et qui ne présente que deux périodes de 12 et de 14 mois. Il faut cependant remarquer que les sources les plus chaudes et les plus froides ne présentent pas cette variation annuelle. Les constatations faites pour les sources de Gastein pourraient aussi être valables pour d'autres sources soumises à des conditions géologiques semblables.

For some years, as a Geophysical Advisor to the Public Board of Health in the Ministry of Social Administration of Austria, the author became interested in a number of problems concerning health resorts.

One of these problems is being discussed in this study. It deals with

the variations of temperature and discharge of the thermal springs of Badgastein (Austria) (47° 7' N, 13° 8' E, 1083 m = 3553 ft), located on the northern slope of the „Hohe Tauern", a section of the Central Eastern Alps.

These springs have world reputation because of their high radioactivity, their relatively high temperature and their abundant discharge.

In the period October 1930 to October 1931, the author took the opportunity to have the temperature and discharge of fourteen springs observed. It might seem unusual to come back to a relatively small amount of data after a quarter of a century, but time and again, the author returned to analyze this interesting material. It also did not seem desirable to deliver the work of the observers invested in thousands of observations to the waste paper basket. Since, perhaps, some interesting problems and enigmas, at the same time, resulted from the analysis mentioned, the author believes that a survey of the study should be published. A long series of new observations of temperature and discharge now in existence [*1*] could give rise in determining how far the present results can be verified.

The temperature was observed by means of well calibrated mercury thermometers divided into tenths of centrigrade degrees as is usual for scientific physical measurements. The thermometers were immersed as a whole into the spring water so that no emergent stem-correction was necessary.

The discharge has been measured by the time, in seconds, in which a certain quantity, 25, 50, etc. cubic decimeter (liter) was flowing off. The times, observed by means of a reliable stop watch, were reduced to liter per second by a numerical table. This method of a given volume, constant for each of the springs, proved the most accurate. Temperature and discharge were observed *daily* only with *four* springs. Once a week, observations were made with six springs, and one within five weeks at other four springs, Each temperature or amount of discharge entered into the register was the average of a series of five to ten consecutive observations so that errors are rather unlikely.

The series of observations started in the month of October 1930 and, unfortunately, was discontinued at the end of October 1931.

Table 1 presents a list of the names of the springs, the abbreviations used in the following text, and the respective interval between the consecutive readings.

Table 1

A. Springs with Daily Observations

1. Doctor *(D)*
2. Elisabeth North *(EN)*
3. Elisabeth South *(ES)*
4. Sofien *(S)*

B. Springs with Observations Once a Week

5. Franzens *(F)*
6. Franz Josef *(FJ)*
7. Reissacher *(Rs)*
8. Rudolf *(Ru)*
9. Lainer *(L)*
10. Wasserfall *(W)*

C. Springs with Observations Once in Five Weeks

11. Fledermaus *(Fm)*
12. Kanal 1 *(K1)*
13. Kanal 2 *(K2)*
14. Kanal 4 *(K4)*

Apericdic Variations of Spring Temperatures

The curves representing the temperature readings show a discontinuity, relatively so large that it might be of general interest to mention it.

The phenomenon is clearly displayed by the curves which exhibit the consecutive daily temperatures of the springs: *EN*, *ES*, *D*, *S* (Fig. 1a).

From April 25 to May 11 the temperatures of *EN* and *ES* are constant, i. e. the variations are below the accurateness of the observations. *D* shows irregular variations of a few tenths of a centigrade degree, and the temperature of *S* may be called practically constant.

From May 11 to May 12 a sharp increase of temperature occurred simultaneously with all the four springs. The four curves rose abruptly (Fig. 1a) about one centigrade degree and remained nearly constant on the new temperature level until May 23. From this day to the following the temperature dropped back about one centigrade degree so that the temperature on and before May 11 was reestablished. The temperature differences between May 11—12 (rising) and May 23—24 (falling) are given in Table 2 for each of the four springs with daily observations. It may be worth noting that the magnitude of the disturbance is nearly equal for the three springs *D*, *EN*, *ES*; but for the *S*-spring, it is almost double — a remarkable fact.

Table 2. *The Temperature Discontinuity of May 1931 (Springs with daily observations)*

Name of Spring	May 11—12 Increase of Temperature Cdeg	May 23—24 Decrease of Temperature Cdeg
D	1.0	1.1
ES	0.9	1.0
EN	0.9	0.9
S	1.7	2.0
Average	1.12	1.25

Fig. 1b shows the corresponding curves for the six springs with weekly observations. Table 3 gives the temperature differences between the weekly observations, May 4, 11, 18, etc.

Regarding the magnitude of the discontinuity the agreement between the springs in Table 2 and those in Table 3 is rather good, as is clear from the following averages.

	Average Increase, Cdeg	Decrase, Cdeg
Four Springs from Table 2	+1.12	−1.25
Six Springs from Table 3	+1.32	−1.33

The arithmetical means of increase and decrease derived from the temperatures of *all ten* springs are;

Average increase: + 1,24 Cdeg
Average decrease: — 1,30 Cdeg

As for the dates of the impetus-like increase of temperature and the quick drop full synchronism can be stated with the four springs of Table 2 as far as observations of only once a day permit. With the *weekly* ob-

served springs the routine readings fell upon April 27, May 4, 11, 18, 26. June 1. In the case of synchronism with the with *daily* observations the reading on May 11 should show about the temperature as observed, in the preceding week. May 18 a temperature about one centigrade degree higher and May 26 about the temperature of May 11 (see Fig. 1a).

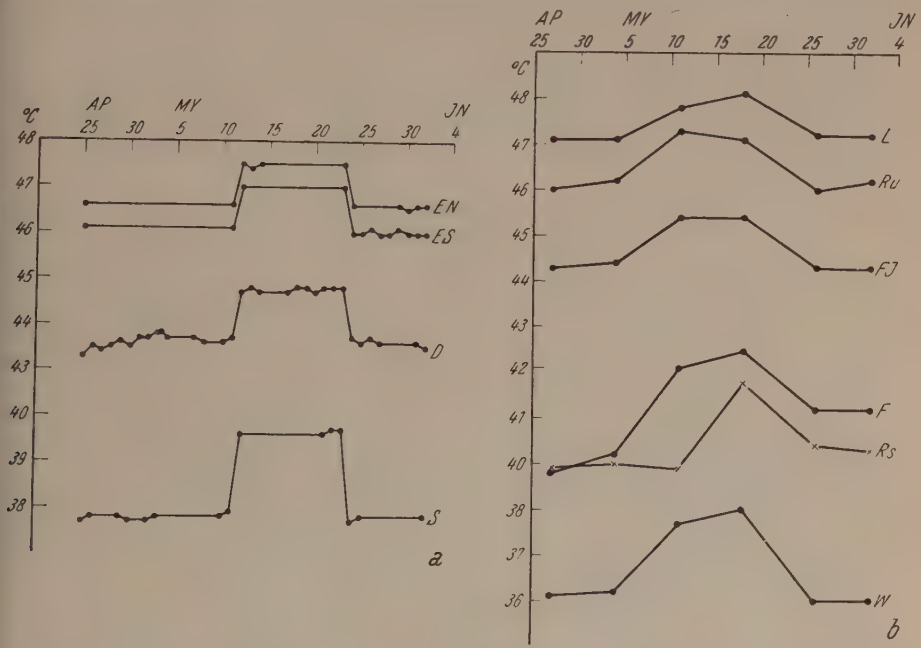

Fig. 1. Temparature Discontinuity of May 11—24
a) Springs with daily observations b) Springs with weekly observations

Table 3. *The Temperature Discontinuity of May 11 bis 24.*
(Springs with Observations Once a Week)
Positive signs of the differences in Cdeg denote increase in the respective period, negative signs mean decrease

	May 4—11	11—18	18—26	Increase	Decrease
1. *F*	+0.9	+0.4	−1.3	+1.3	−1.3
2. *FJ*	+1.0	0.0	−1.1	+1.0	−1.1
3. *L*	+0.7	+0.2	−0.9	+0.9	−0.9
4. *Ru*	+1.1	−0.2	−1.1	+1.1	−1.3
5. *W*	+1.5	+0.3	−2.0	+1.8	−2.0
6. *Rs*	−0.1	+1.9	−1.4	+1.8	−1.4
Average (No. 1—6)	+0.85	+0.43	−1.30	+1.32	−1.33

Only the *Rs*-spring shows just this behavior as is clear from Fig. 1b. The temperature of all the six springs, without exception, drops to the normal simultaneously between May 18 and May 26 in full agreement with the four springs of Fig. 1a.

With five out of the six springs (Fig. 1 b), however, the temperature increase takes place between May 4 and 11. This is not in harmony with the four springs of Fig. 1 a according to which the increase of temperature occurred not before May 11.

If we make the although unproved but likely assumption that the temperature increase was steep and happened within a rather short time of a few hours, different observation times on the critical date (May 11) with groups of springs could explain the difference in date for the temperature jump, deduced from the four springs of Fig. 1 a *(D, EN, ES, S)*, on the one hand, and from the five springs of Fig. 1 b *(L, Ru, FJ, F, W)*, on the other. Fig. 2 represents an example of an arrangement of the times of observing the one and the other group of springs and the times of quickly rising temperature with which the observation of the first group would yield unchanged temperatures on May 11 and already increased temperatures for the second group on the same date. In this way, the disagreement in date could possibly be eliminated. With some optimism it can be assumed, therefore, that the welling up of warm water took place between May 11 and 12, and the falling back to normal temperature conditions occurred between May 23 and 24; the latter without any restriction.

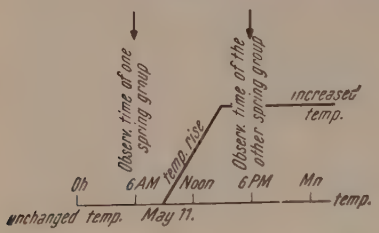

Fig. 2 Times of observations for two spring groups are arranged in a way that the one group shows the normal temperature, the other the increased, on May 11

The most common explanation of the discontinuity as a whole, the assumption of an observational error or an instrumental defect is very unlikely. In the opinion of the officer in charge of the spring management in Badgastein, such "discontinuities" were rare but do occur from time to time. Thus, one cannot doubt in the reality of the phenomenon.

The explanation of this highly remarkable outbreak of warmer water can be given only by geologists. Perhaps the *hot air-clefts* [2] found in the adit, tunnelled into the slopes above Badgastein could play a role in the development of this phenomenon.

The facts described above, could, in the first moment, lead to the idea that *increasing discharge* caused higher temperatures of the spring water. This conception is not in agreement with the facts given in Table 4.

Table 4. *Extremes of Discharge (Liter per Second l/s) of the Four Spring with Daily Observations, in the Period May 1 bis 25*

	D	EN	ES	S
Max.	1.14	22.39	7.02	1.26
Min.	1.10	21.92	6.94	1.25
Diff.	0.04	0.47	0.08	0.01
% of average	3.4	2.1	1.1	0.8
	Dates of Maxima and Minima			
Max: May	22	19	19	—
Min: May	21	17 & 22	12	—

Not only that the extremes of discharge show but little differences (the greatest being 3.4% of the average discharge but the dates of the extremes indicate that the small variations have nothing to do with the sharply marked temperature discontinuity.

Although no explanation could be given for the remarkable eruption of warmer water, one interesting conclusion can be drawn perhaps from the facts described. The very likely synchronism of the outbreak with all the ten springs may lead to the important conclusion that all these ten springs, in the end, originate from the same main source, deep in the interior of the mountain range. This idea is seemingly in full accordance with the opinion of geologists and radiologists [*3*].

Variability of Temperature and Discharge

A. Temperature

The discussion of the "discontinuity" in temperature leads to the more general question of the *variability* of temperature and discharge of the springs. For this purpose only the four springs *D*, *EN*, *ES*, *S*, with daily observations could be used. Average monthly variabilities are given in Table 5. The next to the last column of the table shows the average variability for the year. These numbers however do not represent the true variability of temperature of the springs since the May-values are included which are highly increased by the discontinuity discussed above. The May-values are indeed a multiple of the variability averaged for the other 11 months as shown by the numbers of Table 6.

Table 5. *Variability of Spring Temperatures (computed from daily readings) Units: Hundredth centigrade degree*

	No	De	Ja	Fe	Ma	Ap	My	Jn	Jl	Au	Se	Oc	Average	*
D	5	6	4	8	5	11	52	8	6	6	2	5	10	6
EN	3	4	2	1	1	3	42	3	5	3	2	1	6	3
ES	4	4	0	0	0	4	44	5	5	5	0	3	6	3
S	5	6	3	3	0	4	87	4	2	4	2	5	10	3

* Arithmetical means of the average monthly variabilities, but the May-value has been calculated from the 19 May-days (1 to 11 and 24 to 31) non affected by the discontinuity.

Table 6. *Ratio Between the Average Variability of May and the Average of the Other Eleven Months (Variabilities in units of hundredth centigrade degree)*

	D	EN	ES	S
A	52	42	44	87
B	6	3	3	3
A/B	9	14	15	29

A = Average variability of temperature in May.
B = Average variability of temperature in the eleven months of the year, May excluded.

Since the multiple varies between 9 and 29 it would not seem reasonable to include the greatly disturbed May-value if an estimate of the *true* value of the variability of spring temperature is in question. Thus, the numbers of the last column of Table 5 may be considered as the *true* variabilities of the spring temperature and show a degree of invariance perhaps unique among geophysical elements.

B. Interdiurnal Variability (I. V.) of Temperature

The average variability discussed above considers only the *amounts* of the deviations from the arithmetical mean but *disregards* their order or *sequence*. Perhaps in the present case the sequence of temperatures is of particular interest, i. e. to get a strict characteristic of the day to day variations. This is given by the *interdiurnal variability* [4], frequently used in meteorology and climatology.

Table 7 gives the interdiurnal variability of the spring temperatures for the months and the year. A comparison of the values of Tables 5 and 7 shows that, generally, the interdiurnal variations are equal to or smaller than the average variabilities. That means the variations are not only small but also very smooth and slow, except the disturbance in May that causes an interdiurnal variability for this month to be a high multiple of that of the adjacent months.

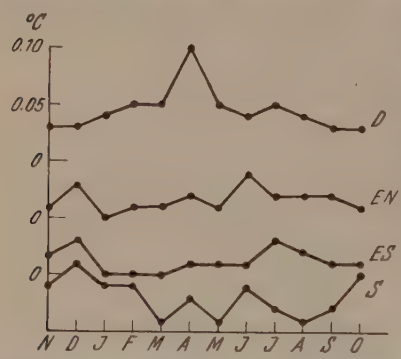

Fig. 3. Annual variation of the average monthly interdiurnal variability of temperature for four springs

It may be the first time that interdiurnal variability has been used as a characteristic of the behavior of thermal springs. Thus, the reader might be interested also in Fig. 3 representing graphically the annual variation of the interdiurnal variability of temperature of the four springs.

Table 7. *Interdiurnal Variability (I. V.) of Spring Temperatures*
Unit: Hundredth Centigrade Degree

	No	De	Ja	Fe	Ma	Ap	My	Jn	Jl	Au	Se	Oc	* Average
D	3	3	4	5	5	10	5	4	5	4	3	3	4.5
EN	1	3	0	1	1	2	1	4	2	2	2	1	1.7
ES	2	3	0	0	0	1	1	1	3	2	1	1	1.3
S	4	6	4	4	1	3	1	4	2	1	2	5	3.1

* In order to get a "normal" I. V. of the month of May, disturbed by the discontinuity, the temperature differences from May 11 to 12 and from May 23 to 24 are omitted.

The variation of the average values of I. V. from *month to month* is very small with 0.013 Cdeg. The *ES*-spring shows the smallest average *month to month* variation of 0.008 Cdeg, the *S*-spring the greatest of 0.018 Cdeg.

The *annual* variation (max.-min.) of the interdiurnal variation is also very small 0.047 Cdeg (on the average of the four springs), so small that one could hardly speak of a real annual variation.

Perhaps a detail of the series of average monthly I.V. is not without interest.

For the *D*-spring I. V. = 0.11 Cdeg in May if the great discontinuity of the month is taken into account. In April it is 0.10 Cdeg. This spring is the only one at which disturbances in April precede the great disturbance of May.

The application of the method of I. V. shows also the great constancy of the temperature of the springs.

C. Average Variability of Discharge

Table 8 represents the variabilities of the discharge of the springs by months and year. The absolute variabilities (v_a) are dependent upon the average discharge from which the deviations (Δd) are computed and are, therefore, not comparable with each other. The *relative* variabilities are in certain cases also not really independent of the average amount but, generally, comparability to some degree can be assumed. This is clear at the first glance from the numbers of the row "average" in Table 8.

The values of v_a (in $^1/_{1000}$ $^l/_s$) for the four springs are:

7 125 24 5

with the following average annual discharges (rounded off) (units l/s):

1 22 7 1

while the v_r apparently are not subject to this dependence. For the four springs the values of v_r read:

0.58; 0.55; 0.34; 0.43%

The values of v_a show a strict parallelism with the amounts of discharge that does not exist in the case of v_r. Thus, in the present case an approximate comparability of the amounts of v_r can be assumed.

The annual *range* of v_r varies between 0.66% (Doctor spring) and 0.29% (*EN*). The *average range* in the course of the year is 0.445 for the four springs; the average relative variability $v_r = 0.48\%$.

Table 8. *Monthly and Annual Values of*
A. Absolute Variability (v_a) of Discharge (d, liter/sec)
$v_a = \Sigma |\Delta d| / n$ *
B. Relative Variability (v_r)
$v_r = 100 v_a / \bar{d}$ %
(v_a in units of thousandth liter/ sec, v_r in per cent)

	D		*EN*		*ES*		*S*	
	v_a	v_r	v_a	v_r	v_a	v_r	v_a	v_r
No	3	0.28	164	0.72	31	0.43	8	0.69
De	4	.34	142	.62	28	.30	6	.49
Ja	9	.72	97	.43	23	.32	4	.29
Fe	7	.61	121	.54	20	.29	3	.23
Ma	11	.94	113	.50	19	.27	5	.36
Ap	11	.93	122	.55	22	.31	5	.42
My	6	.52	107	.47	21	.30	5	.39
Jn	6	.50	131	.59	17	.24	5	.42
Jl	7	.65	118	.53	43	.61	7	.53
Au	6	.51	143	.64	19	.27	5	.38
Se	4	.32	126	.56	23	.32	5	.39
Oc	7	.60	115	.51	26	.37	7	.59
average	7	.58	125	.55	24	.34	5	.43
De, Ja	6	.53	120	.52	26	.36	5	.39
Jl, Au	6	.58	230	.58	31	.44	6	.45

* Δd = deviations from the arithmetical mean; $|\Delta d|$ absolute value, disregarding the sign.
n = number of elements, here number of days of the respective month.

The number 0.48% represents the main result of this section and indicates *that not only the temperature but also the amount of discharge is subject only to very small variabilities.*

On this occasion it is perhaps interesting to mention how the Swiss geologist A. Heim [5] valued the quality of springs. He writes:

" . . . better springs show ratios max.: min. = 10, 5, 2, rarely smaller ones. There are springs which vary only 5 to 10%." The four Gastein springs have an average relative variability of 0.48%! These estimates and the foregoing discussion regarding temperature show that the *variabilities of temperature as well as of discharge are extremely and exceptionally small.*

Coming back to the *annual variation of variability* of discharge there is a conspicuous one with the *D*-spring, mostly caused by relatively high variabilities in March and April. The variability curve descends from April to May to a value below the annual average . . . This is especially noteworthy because May was the month of the great *temperature* discontinuity discussed in an anticedent section. By the way, it may be emphasized that the relative variability of discharge in May is *below* the annual average with all the four springs. Thus, we arrive again at the results that the *discontinuity of temperature in May is not connected with variations in discharge.*

It is not intended to give a discussion of the existence of a periodic annual variation of the variability of temperature and discharge. The variations are insignificant, the curves f. i. representing monthly averages (Fig. 3) show more irregularities than lawfulness, and last not least, the series of observations is too short for such purposes. Nevertheless, one remark about seasonal differences should not be omitted. The next to the last line of Table 8 is marked with "December and January", the last one with "July and August". According to simultaneous temperature — and precipitation — observations in the actual year, the ground was frozen and covered with snow in the first period (December, January) and soaked with rain in the second period (July, August). In the first period no atmospheric water can penetrate the soil and get mixed with the thermal water. The variability, the expression for the average variations of discharge observed in this period of frozen soil, can originate *only* from occurrences *within* the earth's crust; conversely, in July and August the variability could vary as a consequence of occurrences in the *interior* of the crust as well as of those in the *atmosphere*. Since variations caused in the interior of the crust, might be independent of the season in the warm period a new factor increasing the variability could be added.

If especially the *relative* variabilities are considered (the comparable ones) the average values of July und August are indeed increased in comparison with those in the period of the frozen surface layer *with all four springs*, although the *average* difference is only 0.06%, the largest 0.08%.

D. Interdiurnal Variability of Discharge

From this angle it is interesting to cast a glance at Table 9 which gives the absolute (Table 9 A) and the relative (Table 9 B*) interdiurnal variability (R. I. V.)

The conclusions from the relative interdiurnal variability are in agreement with those drawn from the ordinary relative variability. The average variations of discharge from day to day are also surprisingly small with all four springs. The R. I. V. of the main spring *EN* is extremely small with 0.07% of the average discharge. Since, to the writer's knowledge, as mentioned afore, variabilities generally, and especially interdiurnal variabilities, have been calculated in this paper for the first time for temperature and discharge of thermal springs, no comparison with other springs is feasible. Thus, one can only admire the precision-thermostat and run-off regulator installed by nature, hardly attainable in a laboratory, especially if the natural dimensions are taken into consideration.

Table 9. *Monthly and Annual Values*

	A. Interdiurnal Variability (I. V.) of Discharge (d) (I. V. in liter per second)				*B. Relative Interdiurnal Variability (R. I. V.)* $R.I.V. = 100\,(I.V.)/\bar{d}\ \%$			
	D I.V. l/s	*EN* I.V. l/s	*ES* I.V. l/s	*S* I.V. l/s	*D*	*EN*	*ES*	*S*
No	0.004	0.022	0.045	0.009	0.35	0.10	0.64	0.72
De	5	22	33	7	43	10	47	56
Ja	6	16	32	5	52	07	45	40
Fe	8	17	28	4	69	08	40	32
Ma	8	18	27	2	69	08	38	16
Ap	13	14	22	5	1.12	06	32	40
My	6	14	31	6	52	06	44	48
Jn	6	12	20	7	52	05	28	56
Jl	12	15	19	5	1.04	07	27	40
Au	8	17	24	6	69	08	34	48
Se	4	15	27	4	35	07	38	32
Oc	5	16	32	6	43	07	45	48
Year	0.007	0.016	0.027	0.005_5	0.60	0.07	0.38	0.44

In Table 8 (ordinary relative variability) it was shown that, without exception, the relative variability is greater in July and August than in December and January. On the other hand, except the *D*-spring, the result from applying relative *interdiurnal* variability (Table 9) is contradictory to the above statement as the following numbers indicate:

	D	*EN*	*ES*	*S*
R. I. V. (De., Ja.)	.48	.08	.46	.48
R. I. V. (Jl., Au.)	.86	.08	.30	.44

*) R.I.V. = 100 (I.V.)/$\bar{d}$% where $\bar{d}$ equals the average discharge for the period for which I.V. has been computed; in the present case: The average monthly discharges and the annual. Here, however, the R.I.V. values were calculated dividing the monthly I.V. by the average of the year. Since the variation of the average monthly discharges is very small, the accurateness of the monthly values of R.I.V. is sufficient.

Therefore, with *EN*, *ES*, *S*, the R. I. V. is *greater in the cold* epoch and smaller (regarding the third decimal place in the case of *EN*) in the rainy period. If this obvious contradiction between the two kinds of variability is taken into consideration and the extreme smallness of the differences between the two periods, it is rather likely that chance is at the roots of the origin of these inequalities.

The peculiarity of the *D*-spring could be explainable by the assumption that in this individual case traces of vadose water permeate into that portion of the water flow which is nearest to the emersion point of the spring. Then, the result of this investigation could be expressed as follows:

The examination of the R. V. and the R. I. V. of discharge gives *no* reason to assume that, at least, with the *EN*-, *ES*-, *S*-springs vadose water is added and that in the case of the *D*-spring only traces of atmospheric water are mixed with its juvenile water.

This conclusion is in full agreement with those drawn from the chemical analysis of the thermal waters [*3*] carried out by the "Forschungs-Institut Gastein" (Research Institute Gastein). The analysis shows that the proportion of oxygen in the thermal waters is exceedingly low and with some springs (Franz Josef, Elisabeth) no oxygen at all has been found. This, however, might be possible only if purely juvenile origin of the waters is assumed.

Spring Temperature and Rainfall

At a location like Badgastein the rain water is always much cooler than the coolest of the thermal springs. The atmospheric water when penetrating down will be warmed by the rocks, the temperature of which rises with the depth according to the local geothermic gradient. At a certain level, the temperature of the penetrating atmospheric water equals then that of the rocks [*12*]. Thus, the rain water has a cooling effect on the spring water above the level where it has fully assumed the rock temperature. If the spring water is warmer than the rocks adjacent to its subterranean course, the atmospheric water has the more a cooling effect. If the rain water reaches the spring water near the point of emersion where the subterranean water course is close to the surface, a cooling effect must occur in any case. A warming effect of the penetrating rain water, however, is by no means possible. Therefore, taken altogether, the number of temperature decreases from one day to the next (called "coolings" in contradistinction to "warmings") [*4*] should be increased in the rainy summer time *if* atmospheric water penetrates the clefts and fissures and is, thus, mixed with thermal waters [*6*].

In tables[1] containing the data of the interdiurnal variability of temperature, "coolings" are characterized by a minus-sign and their amount: "warmings" by a plus-sign and their amount. In order to determine the frequency of "coolings" and/or "warmings", it is sufficient to count the minus and/or the plus signs in every month, disregarding the amounts

[1] Unpublished tables in manuscript.

as well as the cases of "no change" from one day to the next. In Table 10 the differences appear between the number of "warmings" minus those of "coolings" for the four springs (months and average month).

As the necessary supplement Table 11 shows the differences between the frequency of *discharge, increasing* from one day to the next within a month minus the frequency of *decreasing discharge* in the same period. *If* vadose (atmospheric) water is reaching the spring water, the number of cases with *discharge increasing* from one day to the next must be increased in any way. Thus, in the warm season the number of *negative* signs should prevail in Table 10 (*temperature*) while, at the same time, the number of positive signs should prevail in Table 11 (*discharge*). In fact, we get from the two tables the results represented in Table 12.

As far as the *temperature* is concerned, in the *warm half year* twice as many positive signs occur as negative ones, if the four springs are taken together. This behavior is the more significant as the warm season had not less than 110 days with rain according to the records.

Table 10. *Differences between the Numbers of "Warmings" minus those of "Coolings"* *

	No	De	Ja	Fe	Ma	Ap	My	Jn	Jl	Au	Se	Oc	Average Month
D	+3	−3	−2	−1	−1	+2	+1	+2	0	+2	+1	−1	0
EN	+2	−1	0	0	0	+1	0	0	−1	0	−1	0	0
ES	+2	0	0	0	0	+1	0	+1	−1	−1	0	0	0
S	+1	−3	0	+1	0	0	+4	+1	+1	0	−1	0	0
Average Spring	+2	−2	0	0	0	+1	+1	+1	0	0	0	0	0

* Deduced from unpublished tables in manuscript containing the values of I. V. of temperature for the whole period of observation.

Table 11. *Differences between the Number of Cases of Discharge, Increasing from one Day to the Next and the Number of Cases of Decreasing from one Day to the Next* *

	No	De	Ja	Fe	Ma	Ap	My	Jn	Jl	Au	Se	Oc	Average Month
D	0	+1	−4	−1	−2	−4	0	−1	−3	−1	+1	0	−1
EN	−3	−1	+1	−2	+3	−5	−3	−2	−5	−3	+8	−8	−2
ES	−3	−4	0	−1	+1	+4	+1	+3	+6	0	+2	−3	0
S	+1	−1	0	0	0	+3	+1	0	+2	0	+2	−3	0
Average Spring	−1	−1	−1	−1	0	0	0	0	0	−1	+3	−4	−1

* Deduced from unpublished tables in manuscript containing the values of I. V. of discharge for the whole period of observation.

Table 12. *Frequency of Positive and Negative Signs of the Differences between the Numbers of: "Warmings" minus those of "Coolings", in the Warm and the Cold Half Year. Totals for D, EN, ES, S, taken together. (According to Table 10)*

A

Warm Half Year (Ap. to Se.)	
11 positive signs	46%
5 negative signs	21%
8 cases: number of "warmings" equals that of "coolings"	33%
Cold Half Year (Oc. to Ma.)	
5 positive signs	21%
7 negative signs	29%
12 cases: number of "warmings" equals that of "coolings"	50%

B

Same as in Section A but with Regard to the Day to Day Variations of Discharge. (According to Table 11).

Warm Half Year (Ap. to Se.)	
11 positive signs	46%
9 negative signs	38%
4 cases: frequency of increasing discharge equals that of decreasing discharge	16%
Cold Half Year (Oc. to Ma.)	
5 positive signs	21%
13 negative signs	54%
6 cases: frequency of increasing discharge equals that of decreasing discharge	25%

In the *cold half year* the number of positive signs equals that of negative ones which comes up to expectation. Perhaps it is also noteworthy that the probability that one sign (plus or minus) is *prevalent*, *equals* the probability that the number of each sign is equal to one another. As far as *discharge* is concerned, the *positive* signs are in excess of the negative ones in the warm half year. The difference, 8 per cent is not so small. The statistics in the interdiurnal variability of *temperature*, however, rules strictly against the assumption of a penetration of atmospheric water into the spring water.

With regard to the day to day variations of *discharge*, the possibility that, here and there, atmospheric water is mixed with spring water cannot be denied. On the other hand, there are altogether eleven cases of positive signs compared with nine negative signs. Disregarding the tiny absolute amount of day to day increments and decrements, the difference is too small to draw final conclusions from it. Nevertheless, the *possible* contradiction between the indications of temperature — and discharge-variations leads to another attempt to investigate the problem how far influence of vadose water might be assumed.

In the period May to October 1931, 30 rainy days occurred with rain amounts $\geq$ 10 mm/day (0.4 in/day); 11 of them yielded amounts $\geq$ 20 mm/day 0.8 in) and 5 amounts $\geq$ 40 mm/day (1.6 in/day). If atmospheric water is reaching down to the individual spring water, the discharge should increase from the day with rain to the following dry day if the penetration goes on relatively quickly. In this case a "+" sign must be expected for the first day after precipitation. If the penetration goes on as a slower process, the effect of the penetration would appear on the second, the third . . ., the ninth day after the end of the rain spell*. For more such subsequent days the sign could not be determined since the dry spells inserted between the rainy periods are not longer than 9 days in the region in question in the warm season.

*) The meaning of "rain spell" includes also a rainfall on a single day. Then the length of the spell is one day.

Statistics of the *signs* of daily *deviations* from the respective monthly averages of *discharge* are used in the following. Table 13 gives the frequency distribution of "0" (dev. = 0), "+" (positive deviation), "—" (negative deviation) for each of the nine days after the end of the rain-spell (in per cent). The percentages are calculated from the frequencies of "0", "+", "—" totaled for all available first days (after the last day of each rain-spell), for all second days, etc. unto for the 9th days. With the *D*-spring the frequency of the positive deviations excells that of the negative ones by far throughout the first five days after the rain-spell. The average ratio between the frequencies of positive and negative deviations is 2.2 for these *five* days. Remarkably, the ratio is reversed through the following four days into 0.45. It looks like a compensation phenomenon — perhaps a manifestation of a secret and fully unexplained spring mechanism.

With the *EN*-spring the number of positive deviations is greater on the first three days (average ratio = 54 (+)/43 (—). In the case of the *ES*-spring the number of positive deviations excells that of the negative ones not before the *third* day after the last rain day. On the fourth day after, there are still more positive deviations (average ratio for the third and fourth day = 50 (+)/38 (—). The ratio is reversed on the fifth day.

With the *D*- and *EN*-spring the *whole* period of the nine days shows about equal numbers of positive and negative signs. The ratios are: *D*-spring: 28% (+)/25% (—); *EN*-spring: 47% (+)/49% (—). In the case of the *ES*-spring the frequency of the negative signs prevails [ratio 39% (+)/50% (—)].

The *D*- and *EN*-springs react quickly upon copious rainfalls. With both springs the ratio on the last rainday is in favor of negative signs; this is changed to the contrary on the *first day after* the rain. For the *ES*-spring the reaction is not so quick. It lasts two days before atmospheric water has reached the spring water. Not before the *fourth* day after rain the ratio is *decidedly* in favor of the positive signs [53% (+)/34% (—)]. Unexplainable is finally the behavior of the *S*-spring with prevailing numbers of negative signs through the whole period of nine days after the last rainday. Generally it can perhaps be said — although not quantitatively proved — that the frequency distributions of the physical properties of the springs show some tendency toward *negative skewness* (see ref. 7, p. 49). What has been said about atmospheric water mixing with the juvenile water of the *D*- and the *EN*-springs is not in contradiction to the result that these springs carry *practically* pure juvenile water. Just the fast reaction may show that the influence of the rain water is restricted to the portion of the subterranean water flow closest to the point of emersion, that part of the water course that is nearest to the surface. One should also not forget that the above statistics deal only with *frequency* of signs but not with amounts. The latter, however, are exceedingly small.

These ideas reflect conclusions from the one side of the coin. Its other side yields impressions that let the foregoing statements appear

in a more hypothetical light. The naive observer who examines the twelve rows of Table 13 may, first of all, be surprised by the irregularity of the variations of the frequency per cent from day to day after the rain spell.

Table 13. *Frequency (per cent) of Positive and Negative Signs of the Deviations from the Average Monthly Discharge. "0" Indicates the per cent of Cases with Deviation = 0*

Last day of rain spell	Number of the day after the last day of rain spell 1st	2nd	3rd	4th	5th	6th	7th	8th	9th	average 1st to 9th day after
					D-Spring					
0 63	58	39	58	37	27	45	63	72	25	47
+ 12	38	39	26	44	46	11	12	14	25	28
− 25	4	22	16	19	27	44	25	14	50	25
					EN-Spring					
0 4	0	4	6	13	0	0	12	0	0	4
+ 46	54	57	50	33	45	44	50	43	50	47
− 50	46	39	44	54	55	56	38	57	50	49
					ES-Spring					
0 21	17	4	11	13	18	11	12	0	0	10
+ 33	33	35	47	53	35	44	25	57	25	39
− 46	50	61	42	34	46	45	63	43	75	51
					S-Spring					
0 58	63	43	28	67	36	11	62	50	60	47
+ 13	12	13	17	7	9	33	0	13	20	14
− 29	25	44	55	26	55	56	38	37	20	39

Abbe's criterion [7] applied to the three series of frequencies for each of the four springs, does not indicate a systematic arrangement in any way. According to this criterion the numbers indicating the frequencies of deviations = 0, of negative, and of positive deviations are apparently random numbers. This result may be rather important.

The question whether or not rain influences the discharge of the springs was also examined with the method of *interdiurnal variability*. The changes of discharge were calculated from the last day of a rain spell to the first day after, first day to the second, second to the third day after etc. Perhaps the heavy downpours ≥ 40 mm/day are mostly interesting for the present purpose. The small Table 14 shows the numbers representing the values of the interdiurnal variability for five days after the downpour. In the period in question the dry spells after these heavy rains were especially short.

As is evident from Table 14 the three springs *D*, *ES*, *S*, show an increase in discharge, *EN* remarkably a decrease*. From the first day to the second after the downpour day a decrease takes place with all four springs (if "0" is counted as negative). The increase on the first day could raise the surmise that smallest amounts of vadose water may

* A direct comparison with the conditions represented in Table 13 is not possible.

have penetrated down to the spring water of *D*, *ES*, and *S*. We say *smallest* amounts since the increments in per cent of the average discharge are as follows: *D*: 2.07%; *ES*: 0.39%; *S*: 0.32%. The decrement of *EN* is 0.29%.

Table 14. *Average Interdiurnal Variability of Discharge (l/s) for Consecutive Five Days After Each of Five Downpours ≧ 40 mm/day*

	1st day	2nd day	3rd day	4th day	5th day
D	+0.024	−0.025	0	−0.002	0
EN	− .066	− .152	+0.155	+ .005	+0.047
ES	+ .028	− .020	− .008	0	− .010
S	+ .004	0	− .007	0	0

The result from the examination by means of "interdiurnal variability" is, thus, in good agreement with the earlier conclusions. On the other hand, strongly prevailing numbers of positive signs can occur also *within a period of rainless days* not preceded by a day with noticeable rain, as is shown in the example of Table 15; to mention only the most extreme case of the 8th day with five times as much positive as negative signs. On the ninth day the ratio is reversed and there are five times more *negative* signs than positive ones. Thus, the two series make the clearcut impression of pure chance. Precautiously the ratios have been calculated between the frequency per cent of the positive and negative signs. ABBE's criterion applied to this series of ratios gives no indication of any systematic arrangement of the numbers. The numbers representing the ratios are again random numbers and the same is true with the two series in Table 15.

Table 15. *Frequencies (per cent) of Positive and Negative Signs of Day to Day Variations of Discharge Within Three Dry Spells. Averages for the Four Springs with Daily Observations*

No. of the Day within a dry period	1st	2nd	3rd	4th	5th	6th	7th	8th	9th
Freq. p. ct. of + signs	39	38	60	29	60	63	43	72	17
Freq. p. ct. of − signs	61	62	40	64	40	37	57	14	83
Freq. of no change				7				14	

Summarizing it must be said: The one or the other feature in the previous statistics can raise the idea that smallest amounts of atmospheric water may be mixed with the water of the examined springs in the warm and rainy season of the year. The assumption of chance, however, dominating the small variations, makes always a likely hypothesis so that finally also this investigation may lead to the result that with great probability the water of the four springs is of *nearly* pure juvenile nature throughout the year.

Periodic Variations of Temperature and Discharge

In the first section we arrived at the conclusion that the water of some springs is essentially of juvenile origin so that generally periodic variations cannot be expectic and certainly not *periodic* variations in the lenght of a year if effectife atmosperic influences do not exist.

Thus, it is all the more surprising that with a number of springs the curves representing the monthly averages of temperature and discharge. at least, immitate a regular annual variation. As an example, Fig. 4a gives observed variations of temperature and discharge of the *S*-spring. The monthly averages were analyzed harmonically. The departures from the resulting sine-curve yield an *average departure* from this curve (Fig. 4a, full line) of 0.02 Cdeg for temperature and 0.002 l/s for discharge, This means a very small scattering in both cases. The two curves show a rather good parallelism with maximum in summer and minimum in winter.

Fig. 4b shows another example, the annual variation of temperature and discharge of the *Rs*-spring. Here, the trends of the two curves are strictly opposite to one another. Also in this case, the average departure from the curves is still very small. It is 0.07 Cdeg for temperature and 0.036 l/s for discharge.

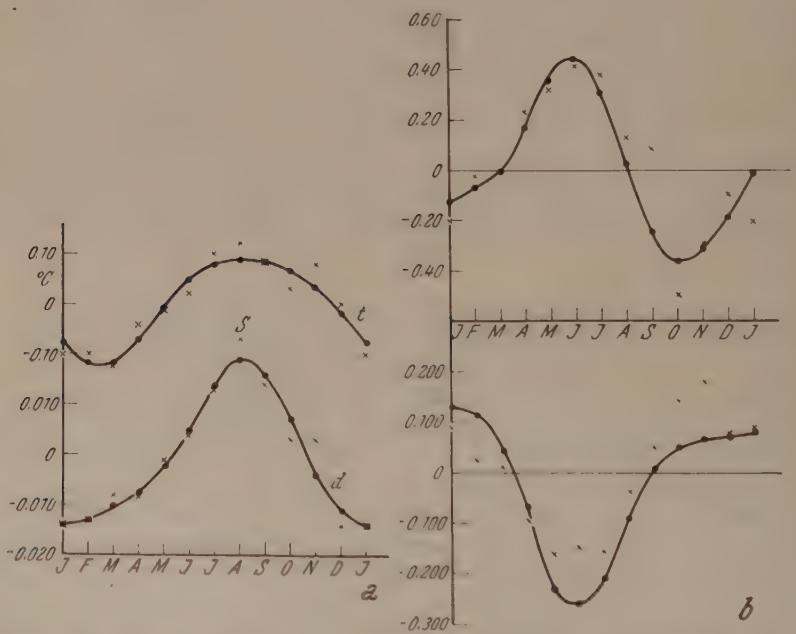

Fig. 4. The upper curves represent temperature (Cdeg), the lower ones discharge (liter/second). Crosses denote observed values, dots (connected by curves) values calculated by means of harmonic analysis

a) *S*-spring b) *Rs*-spring

With the *Rs*-spring the *maximum of temperature* occurs in June synchronously with the *minimum of discharge*. With three of the fourteen springs *(S, F, D)* temperature and discharge curves are more or less parallel to one another, and with four springs *(Rs, K2, EN, Ru)* the two curves run opposite one to the other. The other seven springs represent transition types.

Table 16. *Monthly Frequencies (per cent) of Main and Secondary Maxima of the Temperature and Discharge Fourteen Springs*

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperature	5	0	5	0	15	10	20	15	0	5	5	20
Discharge	11	6	11	0	0	0	11	6	22	0	22	11

Temp. Max. Ap. to Se. 60% Oc. to Ma. 40 — Discharge Max. My. to Oc. 39% No. to Ap. 61

The numerical survey given in Table 16 shows two facts: First, that the nature of the springs is so complex that the maxima of both, temperature and discharge can fall on any season; second, that the frequency maximum of highest temperatures falls on the warm half year, that of largest discharge on the cold one. This is interesting in connection with the discussion in the first section. These maxima times show just the contrary to that which had to be expected if atmospheric water would affect temperature and discharge in an essential way. In this case both temperature minima and discharge maxima had to occur in the warm half year and the annual variations of t and d had to be opposite one to the other. Only one of the fourteen springs, the W-spring fulfils these conditions.

The monthly deviations from the arithmetical mean of temperature and discharge of the W-spring, harmonically smoothed, read as follow:

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temp. dev. 0.001 Cdeg:	—38	+ 1	+ *36*	+29	—16	— 55*	—46	+ 5	+54	+*55*	+10	—35
Disch. dev. 0.001 2/8	—90	—132	—133*	—66	+45	+138	+*162*	+116	+45	— 6	—29	—50

The *temperature* variation is represented by a double wave ($100\,a_2/a_1 = 366\%$) with two accentuated *maxima* in March and October and a main *minimum* in July. The annual variation of *discharge* shows a whole year wave with *maximum* in July. The main temperature *minimum* falls about on June 24, the *maximum* of discharge on July 1 (see Fig. 5). This is exactly the behavior expected for a spring, influenced by atmospheric water.

The temperature curve makes the impression as if it had the tendency toward a simple sine-curve with a minimum in winter and a maximum in summer as it is indicated by the dotted line (Fig. 5). The latter in combination with the discharge curve reminds clearly of the S-type in Fig. 4a.

The first maximum of the curve calculated from the observed temperatures falls on March, the second on October. That means the end and the beginning of the period of frozen ground. Thus, the idea is easily at hand that atmospheric water is penetrating into the spring water in April, lowering the spring temperature. The originally upward trend of the curve is bent down to lower temperatures. In midsummer, the season of most copious rains, the cooling effect is strongest and the temperature comes to a minimum. It must be pointed, however, to the fact that the temperature difference between the maximum of the *fictitious extrapolated* (dotted) *curve* and the *real* (observed) *minimum* is not quite 0.2 Cdeg.

This example shows that the assumptions presented in this paper seem to be reasonable, in general, and especially with regard to the insignificance of the amounts of penetrating atmospheric water since in the present case the cooling effect must not exceed 0.1 Cdeg much with an average spring temperature of 36°C.

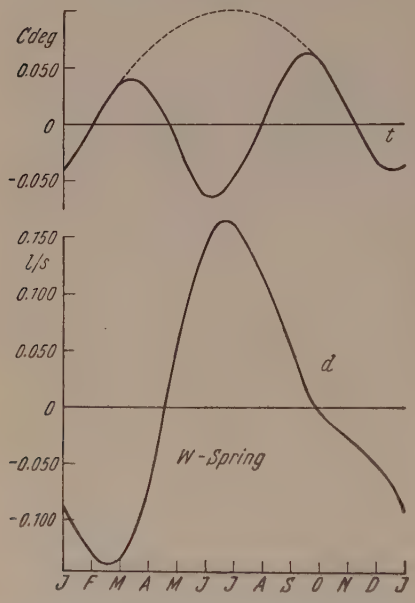

Fig. 5 Annual variations of temperature (t) and discharge (d) of the W-spring. The dotted (t)-line shows the trend of the curve that would result if no atmospheric water would cool the spring water

It may be noteworthy that this strongly developed *temperature double-wave* is *explainable.*

Thus, the discussion of the maximum dates of temperature and discharge leads to a full agreement with the conclusions drawn from the reflections about the variabilities of t and d that the water of a number of springs is nearly not affected by atmospheric water so that, with a great probability, *prevailingly a juvenile* nature of these springs has to be assumed. On the other hand, quite a number of unsolved problems arise from this discussion. In this respect the temperature maximum in July and the synchronous discharge minimum in July of the *Rs-spring* have to be mentioned. Another example of more general character is given by the data of Table 16. The negative result i. e. the great probability of the nonexistence of practically effective influence of atmospheric water may be of interest but an explanation of the greatest frequency of temperature maxima in the warm half-year, of discharge maxima in winter, just opposite to expectation for the case of invading vadose water, is still missing.

In the section about variability, the great temperature discontinuity in May 1931 has been mentioned and the discussion of this phenomenon led to the result that the springs originate, all in all from a common source. This conclusion is also in agreement with those taken from other fields of science. In this respect, the *great variety* is surprising to which the springs are subject. Each spring has its individual strongly marked properties obviously acquired on its individuval course from the common source to the point of its emersion. These *individual properties* are related to the average values of temperature and discharge, to the range of the respective variations, to the dates of the extremes, etc., to all features contributing to the natural character of the spring. One

of these features is of special importance. If the variations are harmonically analyzed and the Fourier series are broken off with the second term, then a_1, denotes the amplitude of the first term and a_2 that of the second if the equation of the series is given in the form

$$t = a_o + a_1 \sin(x + A_1) + a_2 \sin(2x + A_2).$$

The ratio a_2/a_1 is an important characteristic of the sine curve; if a_1 is much larger than a_2 so that the ratio $100\, a_2/a_1 \leqq 50\%$ we may speak of an essentially *whole-period* variation with one maximum and one minimum. If the ratio exceeds, say, 50% considerably, a clear secondary maximum and minimum appear in the trend of the curve and with the ratio further increased the curve represents a *double wave* with two pairs of extremes the amplitudes of which become more and more equal to one another.

A discussion of whole year waves follows later on. Unexplained remains the fact that the ratio a_2/a_1 is by no means restricted to small values. On the contrary, this ratio varies from 2% up to 1115%.

There are not less than six springs that show annual temperature waves with $100\, a_2/a_1 \geqq 74\%$. In two cases ($K1$-spring with $100\, a_2/a_1 = 1115\%$ and Fm-spring with $100\, a_2/a_1 = 74\%$) the departures from the *calculated* curves are so great that the reality of the double waves is so doubtful that, perhaps, an attempt of an explanation could be omitted. For the temperature double-wave of the W-spring an explanation could be given above. The other three cases, however, of conspicuous double waves continue to be a full enigma.

Regarding *discharge*, a half-annual variation is not so frequent as with temperature. There are only three springs at which $100\, a_2/a_1 \geqq 74\%$. Two of the *first* maxima are falling on March, one on February, all three second maxima on September. This conformity does not look like chance but, on the other hand, it is not clear how atmospheric influences should cause variations of this kind. A similar conformity is lacking with temperature.

Be that as it may, the most surprising fact is that temperature and discharge should be subject, aft r all, to any periodic variation in the length of a year. The assumption of pure chance in consideration of the very small amplitudes (just with the most important springs, e. g. *EN* and *ES*, Tables 17) may not be justified with a view to the small departures of the observed average values from the calculated curves representing the annual variations of temperature and discharge (see e. g. Figs. 4a and b). Thus, some reasons speak for the assumption of a real annual variation and some against it. An objective decision is necessary between real variation and random fluctuation.

Some years ago the present writer gave a method to determine the periodic constituent of a series of twelve equidistant values of a geophysical function, e. g. annual variation of an element [8]. This method is now applied to the series of monthly averages of temperature and discharge of the springs. Their periodic constituents (P. C.) are given in Tables 17a and b in the columns 11 of each table. Annual variations

Table 17a (*see explanation*). *Harmonic and Other Constants of the Series of Monthly Temperature Averages (Cdeg).*

	a	b	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Spring Symbol	Attitude m	Radio-activity M. U.	a_0 C	a_1 Cdeg	a_2 Cdeg	100 a_2/a_1	$A_1°$	$A_2°$	Dates of Max. Term I	Dates of Max. Term II	Dates of Extremes according to graph M	Dates of Extremes according to graph m	P. C. %	Range Cdeg	$r\,(t, d)$	r/f
EN	996	204	46.52	0.04	0.05	120	339	154	V 8	VI 16	VI 3 XII 18	II 14 X 2	—	.19	−.63	5
ES	996	204	46.00	0.05	0.05	99	18	170	III 30	VI 6	V 25 XII 22	III 4 IX 8	—	.19	−.23	1
Rs	975	267	39.67	0.34	0.13	38	322	131	V 26	VI 26	VI 15	X 25	74	.90	−.97	95
Ru	1.018	68	46.04	0.03_5	0.01_4	40	304	215	VI 12	V 16	V 28	I 22	35	.20	−.35	2
W	1.013	117	36.14	0.01_4	0.05_1	364	161	303	XI 5	IV 1	III 28 X 1	VI 24 I 4	—	.14	−.36	2
FJ	1.034	92	44.23	0.04_8	0.06_7	140	9	204	IV 8	V 20	V 12 XI 19	II 17 VIII 19	—	.22	−.53	4
L	1.006	95	47.14	0.04_3	0.02_4	56	266	136	VII 22	VI 23	VII 1	III 1	54	.12	−.05	—
S	964	256	37.82	0.10	0.02	15	228	171	III 29	VI 7	VIII 16	III 4	68	.24	+.87	18
D	1.002	132	43.90	0.32	0.14_5	45	154	113	XI 11	I 3	XII 16	IV 15	67	.90	+.68	7
K4	972	98	33.14	1.16	0.42	36	234	51	III 23	II 4	VIII 10	III 31	47	3.21	+.17	1
K 1	972	98	27.63	0.11	1.27	1.115	73	101	II 2	I 11	I 8 VII 7	IV 11 X 7	—	4.60	−.11	1
F	1.006	0.6	39.90	1.93	0.35	18	263	185	VII 25	V 30	VII 10	II 14	82	4.05	+.84	14
Fm	983	390	28.90	1.76	1.30	74	223	152	IX 3	VI 15	VII 4 XII 1	III 25 IX 19	—	5.26	+.29	2
K 2	972	98	25.92	2.05	0.69	34	222	23	IX 4	II 17	VIII 10	III 31	61	4.05	−.67	6

Table 17b. *Harmonic and Other Constants of the Series of Monthly Averages of Discharge (l/s).*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	12 a
Spring Symbol	a_0 l/s	a_1 l/s	a_2 l/s	$100\frac{a_2}{a_1}$	$A_1°$	$A_2°$	Dates of Maximum Term I	Dates of Maximum Term II	Dates of Extremes according to Graph *M*	Dates of Extremes according to Graph *m*	P. C. %	Range l/s	Rel. Range %
EN	22.471	0.355	0.007	2	146	149	XI 20	VI 16	XI 27	V 22	73	.877	3.9
ES	7.091	.100	.011	11	147	111	XI 19	I 5	XII 4	V 8	73	.252	3.6
Rs	5.492	.167	.049	29	122	344	XII 15	III 11	I 20	VI 15	74	.343	6.2
Ru	5.063	.103	.006	6	161	73	XI 5	I 24	XI 15	V 4	73	.230	4.5
W	4.139	.129	.047	36	256	130	VIII 1	VI 26	VII 7	III 1	65	.271	6.5
FJ	2.715	.150	.013	9	150	357	XI 15	III 1	XI 10	V 22	88	.314	11.6
L	1.627	.026	.020	77	208	334	IX 18	III 15	III 19 IX 3	V 19 I 4	—	.088	5.4
S	1.253	.073	.003	5	242	0	VIII 15	II 28	VIII 25	I 28	70	.037	3.0
D	1.158	.044	.014	32	105	123	I 1	VII 30	I 2	VIII 1	67	.103	8.9
*K*4	0.680	.014	.013	93	180	304	X 17	III 31	III 27 IX 30	VI 22 I 22	—	.052	7.6
*K*1	0.330	.027	.023	85	185	351	X 12	III 5	II 14 IX 12	V 28 XII 28	--	.135	40.9
F	0.142	.013	.006	46	247	288	VIII 10	IV 8	IX 15	I 22	73	.031	21.8
Fm	0.132	.027	.014	52	135	150	XII 1	VI 16	VII 2 XI 28	III 24 IX 24	60	.072	54.6
K 2	0.090	.017	.006	35	83	187	I 23	V 30	XII 10	VIII 7	51	.042	46.7

* In the respective part of the text three springs with double wave of discharge are mentioned. With the *Fm*-spring $100a_1/a_2(d) = 52\%$ and not $\geqq 70\%$.

Explanation to Table 17a (temperature) and 17b (discharge):

Spring Symbols: The full names of the springs are given in Table 1.

Col. *a* — The altitudes (meter above m. s. l. of the Adriatic Sea) of the spring level according to H. v. Zimburg, Die Geschichte Gasteins und des Gasteiner Tales (History of Gastein and the Gastein Valley), Braumüller, Wien 1940.

Col. *b* — After H. v. Zimburg, see above.
MU = Mache Units = 10^{-3} static units per liter = 3,64 Eman; 1 Eman = 10^{-10} Curie per liter *.

Cols. 1, 2, 3 — If the Fourier series reads:
$y = a_0 + a_1 \sin(x + A_1) + a_2 \sin(2x + A_2) + \ldots$ a_0 is the arithmetic mean of the twelve monthly averages (temperature in Table 17a, discharge in Table 17b). a_1 and a_2 are the amplitudes (Cdeg or liter per second resp.) of the first and second terms.

Cols. 5 & 6 — A_1° and A_2°: phase angles of the first and second terms.

Cols. 7 & 8 — For term I the date of the *minimum* is found by adding or substracting respectively 182 to or from the number of days which have passed from January first to the date of the maximum. For term II the respective number is 91.

Cols. 9 & 10 — The dates of extremes are not calculated but taken from the graphs representing the combined terms I and II. If the ratio $100\, a_2/a_1 \geqq 70\%$ the double-wave character of the curve is conspicuous. Then the dates of the *two* pairs of extremes are given from the graph.

Col. 11 — P. C. = "periodical constituent" of the series. This value is calculated only for the cases with which the prevailing character of the curve is that of a *whole*-year variation with one maximum and one minimum.

Col. 12 — The difference: highest monthly average minus lowest is here called "Range" (R).

Cols. 13 & 14 — $r\ (t,\ d)$ denotes the correlation coefficient between the annual variation of spring temperature and spring discharge. r/f is the ratio between the correlation coefficient r and its probable error f. According to K. Pearson, r is significant if $r/f \geqq 6$.

The Meteorological Glossary (H. M. Stationery Office, London, 3rd ed., 1939, p. 54) approves also correlation coefficients four or five times greater than their probable errors as being significant.

The meaning of the heads of the columns of Table 17b is given by the explanation of Table 17a if "temperature" is altered into "discharge" (liter per second).

Only Col. 12a (Rel. Range) is new in Table 17b. It means the ratio $100\, R(d)/d$ where $R(d)$ is the annual range of discharge of the respective spring and d its average annual value.

* F. Kohlrausch, Praktische Physik, Berlin 1935, 17th ed., p. 883.

of undoubted reality like those of air temperature or of kindred phenomena show a P. C. well above 60%. This number was taken as lower limit for the reality of an annual variation. If a series has such a periodic constituent we may assume that its annual variation can be taken as real as e. g. the annual variation of temperature in temperate latitudes. If the P. C. of 60% is not fully reached the reality of such an annual variation cannot be denied but is doubtful.

*

The drawback of the method, however, is that the results from it are fully valid *only* if *whole*-year variations are involved or at least variations with which the whole year variation is strictly prevalent. If the latter is superposed by a half-year wave of comparably high amplitudes the results from the method in question are no longer well defined and likely yield too small periodic constituents. The method may be fully valid up to, say, $100\, a_2/a_1 \leqq 50\%$*.

Concerning these theoretical difficulties, no periodic constituent is indicated in Tables 17a and b for springs with which $100\, a_2/a_1 \geqq 60\%$, i. e. the springs *EN*, *ES*, *FJ*, *W*, *Fm*, *K* 1, for temperature and *L*, *K* 1, *K* 4, for discharge. As mentioned above not less than six out of fourteen springs show *temperature* double waves that occur independent of average temperature and discharge of the springs. The three springs showing a double wave of *discharge* in the course of the year have *small* discharges well below the average discharge of the 14 springs in question. If the criterion given by the present author is not applicable to variations subject to a double wave within the year, their reality *cannot be denied* for the first. The *departures* of the monthly averages from the calculated curve (residuals)** totaled, disregarding the signs, are small with the *EN*-, *ES*-, *FJ*-, *W*-spring so that a reality of the double wave is by no means excluded. It is another matter with *Fm* and *K* 1. With these two springs the absolute totals of the residuals are so great in the case of temperature that the reality of the double wave is rather doubious**.

*

* In the paper "Methods of estimating the periodical constituent of a geophysical series" [*8*], the present author was applying the method to the annual variation of some of the thermal springs of Gastein and arrived at the result that the spring temperature is decisive *for* or *against* the reality of the respective annual variation. According to that, the annual variation of cooler springs was real, that of the warmer was not. When the mentioned paper was written the annual variation of the springs was not yet entirely analyzed so that particularly the role of the annual double waves could not be entirely considered. Thus, the previous result must be somewhat modified: A real annual variation of temperature is found in springs of a medium temperature and not in the warmest and not in the coolest springs.

** The variations of temperature and discharge as given by the monthly averages have been, as mentioned repeatedly, harmonically analyzed. In

As said afore, the annual variation of *discharge* is represented by a clear double wave only in three cases.

If the temperature double-waves of six springs and the discharge double-waves of three springs are eliminated for the special purpose, periodic constituents could be computed for the monthly temperature series of eight springs and for eleven discharge series.

Five of the eight springs show *temperature* waves with P. C. $> 60\%$. The eleven discharge waves are, with a single exception, subject to a *real periodicity in the length of one year. The most remarkable matter is that there are four springs*:

$$D,\ Rs,\ S,\ F$$

with which a real annual variation exists in temperature as well as in discharge at the same time (Table 18).

These four springs are characterized by one common feature. In each of the four cases temperature- and discharge-waves are strongly associated one with the other. The correlation coefficient r and r/f (f = probable error of r) are as follows:

D	$r = +0.68$	$r/f = 6.5$
Rs	$= -0.97$	$= 95$
S	$= +0.87$	$= 18$
F	$= +0.84$	$= 14$

With three springs the correlation coefficient is positive, with one negative; the trends of the two waves are opposite one to the other. Negative

---

this study the resulting Fourier series have been broken off with the second term under the assumption that higher terms can be more or less neglected as pure correction terms, not contributing to the physical description of the variation. For some springs the Fourier series converge quickly. The springs S, F, L may serve as an example. For these three springs the average amplitude of the first term is:

$$a_1 = 0.701 \text{ Cdeg.}$$

If i denotes the class of the term ($i = 1, 2, \ldots$) we get

$$a_i = 0.701\ i^{-2.2}$$

The equation yields:

$$a_2 = 0{,}153 \text{ Cdeg},\ a_3 = 0{,}063 \text{ Cdeg},\ a_4 = 0{,}033 \text{ Cdeg}$$

in a very good agreement with the values deduced from the observations. The convergence is so strong that almost the second term could already be taken only as a correction term. In any way the first *two* terms represent the observed monthly averages with a sufficient accuracy.

The departures of the *observed* monthly averages from the *curve* deduced from the two terms are called *residuals*. The total of these, disregarding their signs, can be taken as measure of the accurateness with which the sine curve is fitted to the monthly averages. If the total is relatively small it means that the curve combined of the two terms gives a satisfactory description of the observed variation. Higher values of the total indicate that the variations are so irregular that more and more terms would be necessary to represent the observed averages by a Fourier series.

Table 18. *Springs with Prevalent Whole Year Wave in Temperature and Discharge and their Periodic Constituents*

Spring	Temperature		Discharge	
	$100\ a_2/a_1$	P. C.	$100\ a_2/a_1$	P. C.
D	45	67	32	67
Rs	38	62	29	74
S	15	68	5	70
F	18	82	46	73

signs (opposite trends) may hint to atmospheric influences, but only if the temperature minimum and the discharge maximum occur in summer. This does not apply to the *Rs*-spring with its temperature-maximum and discharge-minimum in June. Out of the four springs *(D, Rs, S, F) daily* observations exist only for the *D*-spring and the *S*-spring. In these two cases (see section on variability) *juvenile* nature of the spring water could be proved as being probable. Both springs show positive correlation of temperature and discharge.

Perhaps the main feature of the four springs with a real annual variation of temperature *and* discharge is their average temperature as is obvious from the following little Table 19.

Table 19. *Springs Arranged According to Temperature*

	Average Group Temperature °C
5 warmest springs *EN, ES, Ru, FJ, L*	45.99
4 springs with a real annual variation in temperature and discharge *D, Rs, S, F*	40.32
5 coolest springs *W, Fm, K1, K2, K4*	30.35

The real periodicity is seemingly associated with a *medium* temperature. Neither the warmest nor the coolest springs show a real periodicity in the length of a year for temperature *and* discharge *at the same time*.

These facts, although unexplained, are important characteristics of these springs. It is more than surprising that these features must be compatible with the very likely juvenile nature of at least the *D*- and *S*-spring. But also the *Rs*-spring shows a summer maximum of temperature and a summer minimum of discharge i. e. both characteristics are against the assumption of invading vadose water. The *F*-spring is of complex nature. The summer maximum of temperature and the secondary minimum of discharge, end of June, speak strictly against an atmospheric influence, whilst other features give rise to doubt whether or not atmospheric influences do exist.

If we restrict the discussion for a moment to the *D*- and *S*-springs. assumed as carrying more or less pure juvenile water, there may be a contradiction between their hypothetic nature and the existence of an annual variation. This contradiction exists, however, only as long as the length of the periodic variation is tacitly identified with the periodic variations of the atmospheric conditions in the course of the year, as directly affecting the springs. If there would be a phenomenon possibly influencing the springs by a variation of the length of a year and which is not related

to the *regional* climatic features, the contradiction would disappear. To the knowledge of the author there exists only one such phenomenon that could be taken into consideration in the present case. This is the *periodic displacement of the poles* [*9*]. The movement of the poles causes variable stresses in the earth's crust which — with a certain probability — contribute f. i. to the release of earthquakes [*10*]. Such oscillating stresses could also influence the discharge periodically and, perhaps, indirectly the temperature of springs of juvenile nature. In this respect it is of fundamental importance that the analysis of the displacement of the poles yields the result that the displacement is fully described by two periodic movements. The *one* has the *length of* 12 *months* the other that of 14 months [*11*].

The hypothetic assumption that the periodic stresses originating from the displacements of the poles could release variations in discharge and temperature of some springs, could make disappear the contradiction between the juvenile nature of the springs and an annual variation.

This assumption is not meant as an explanation. It could be, however, the *clue* for a geophysical explanation. For such one it would be necessary to find the second component of the movement of the poles in the variation in question. Only series of observations of the length of one year are at hand and it was not poosible to expand the investigation so that also the existence of the 14-months component could have been verified.

It can only be hoped that future investigations in observational series of the length of a number of years would lead to the discovery of the 14 months' wave in the variation of temperature and discharge of some of the springs. This discovery would perhaps change the hypothetical assumption into a rational explanation of the mysterious 12 months' variations to which temperature and discharge of some of the springs are subject.

Some Numerical Characteristics of the Springs

Some statistical results may be added. They contribute to the knowledge of the quantitative characteristics of the physical properties of the springs. The following data are also deduced from the one year's observation. There is, nevertheless, no reason why the year in question should be, in principle, different from other years. The influence of the highly variable atmospheric conditions is either eliminated with some of the springs (with juvenile water) or with others, at least, effectively damped. The short fluctuations or variations, however, in the interior of the crust, as far as they exist, are likely very small so that the following characteristics may have more than ephemeral value.

Reverting to Tables 17 some fundamental features of the springs may be pointed toward. Table 17a deals with temperature, Table 17b with discharge. Column 1 of the two tables (a_o) shows the average annual values of the element: Temperature (t) or discharge (d) respectively. Both characteristics show how variable the two elements are with the fourteen springs.

The *L*-spring is the warmest (47.14°C). The *K*2-spring the coolest (25.92°C). The difference is not smaller than 21.25 Cdeg (= 38.2 Fdeg). The difference in *discharge* is also very great. The *EN*-spring is by far the most abundant with 22.5 l/s (1941 tons per 24 hours). The discharge of *EN* + *ES* (called main spring) is 29.6 l/s (2,554 tons per 24 hours). The *K*2-spring yields 0.09 l/s; that means that the *EN*-spring is 236 times as rich as the weakest of the fourteen springs.

The exceedingly great difference in temperature and discharge makes it doubtful whether or not arithmetical means of each of the two elements for all springs together would make much sense. Therefore, averages only for *spring groups* are given in Table 20 and 21. The average annual *range* of temperature (last column) is defined by the difference: highest monthly average temperature minus lowest.

There can be no doubt that the range of temperature *increases* decidedly with *decreasing* temperature. It is even possible to give an analytic equation that is rather well fitted to the group averages. The equation reads:

$$R(t) = 10.57 - 0.225\,t \text{ (Cdeg)}$$

where $R(t)$ means the range and t the average temperature of the respective group. There is, nevertheless, such a great scattering of the single values within a group that the significance of the equation should not be overestimated; to mention only the *F*-spring (Table 20) besides the three others.

Table 20. *Average Temperature and Temperature Range of Spring Groups*

Group of Springs	Average: °C	Average Range Cdeg
Warm: $t > 40$°C		
L, EN, Ru, ES, FJ, D	45.64	0.30
Medium: 40°C > t > 36°C		
F, Rs, S, W	38.38	1.33
Cooler: t > 36°C		
*K*4, *Fm*, *K*1, *K*2	28.90	4.07

The average range of these three is 0.42 Cdeg, the range of the fourth, the *F*-spring is 4.05 Cdeg. In this case the discrepancy can be possibly understood from Table 21 where the springs are arranged according to their magnitude of *discharge*. From this table it becomes clear that there is not a simple correlation between temperature and range. Above all there may exist a more important association between *discharge* and temperature. The *F*-spring yields, indeed, a discharge of only 0.142 l/s and appears (Table 21) in the IVth group containing the five weakest springs. In the arrangement according to temperature (Table 20) the *F*-spring is inserted between the *D*-spring with 1.2 l/s and the *Rs*-spring with 5.51 l/s. On account of these complications, data of temperature and range of temperature are also added in Table 21.

The *fundamental physical property* of the springs is seemingly the *amount of discharge*. As was mentioned repeatedly also this is subject to real variations within the course of the year with ten springs. The *range*

of these variations ($R(d)$) is strongly associated with the amounts of discharge (d), at least as far as the *group averages* are taken into consideration. The analytic equation reads:

$$R(d) = 0.065 + 0.037\, d \text{ (l/s)}.$$

The departures from this straight line are rather negligible. The equation indicates that the *variations* of the discharge of the springs are in a linear direct proportion to their discharge.

The "Col. t °C" shows that the springs of the groups I, II. III (Table 21) with discharge $>$ one l/s have an average temperature of 43.05°C in comparison with the five springs of group IV with an average temperature of 31.44°C. The temperature difference is not smaller than 11.6 Cdeg (21.1 Fdeg). The scattering of the temperatures within the groups (Table 21) is, however, so great that one can only say that *springs with a discharge $>$ one l/s are warmer, up to much warmer than springs* with a discharge $<$ one l/s.

Table 21. *Springs Arranged According to Magnitude of Discharge. Average Temperatures and Ranges of the Average Variation of Temperature ($R(t)$) and Discharge ($R(d)$)* are Added.

Group	Spring	l/s	t °C	$R(d)$ l/s	$R(t)$ Cdeg
I	EN	22.471	46.52	.877	.19
II	ES	7.091	46.00	.252	.19
	Rs	5.492	39.67	.343	.89
	Ru	5.063	46.04	.230	.20
	W	4.139	36.14	.271	.14
	Av.	5.446	41.96	.274	.35
III	FJ	2.715	44.23	.314	.22
	L	1.627	47.14	.088	.12
	S	1.253	37.82	.037	.24
	D	1.158	43.90	.103	.19
	Av.	1.688	43.27	.135	.19
IV	K4	0.680	33.14	.052	3.21
	K1	.330	27.63	.135	4.60
	F	.142	39.90	.031	4.05
	Fm	.132	28.90	.072	5.26
	K2	.090	25.92	.042	4.05
	Av.	0.275	31.10	.066	4.23

Finally, it can be stated that also this arrangement of the springs shows that the temperature range ($R(t)$) *increases* strongly with decreasing temperature and/or discharge of the spring. Nine springs with a discharge $>$ one l/s show an average temperature range of 0.26 ± 0.14 Cdeg, the five weakest springs with a discharge $<$ one l/s have an average temperature range of 4.23 ± 0.56 Cdeg. It may be noteworthy how small the average variability of the temperature range is within each of the two main groups (springs with discharge $>$ one l/s and those $<$ one l/s). The smallness of the *variability* of the averages of the temperature-*ranges* seems to show that the division into these main groups is well founded on the natural conditions and is not an arbitrary one.

In a former section dealing with the temperature discontinuity in May 1931, the discussion of it arrived at the result that the springs likely originate from a common source in the interior of the mountains. This concept is in good agreement with the homogeneous chemical composition found for the spring waters [*3*] and may fit also into the geological picture of the whole system of "Thermal Clefts of Gastein" [*2*]. This point of view is seemingly contradictory to the very great differences of temperature and particularly to the extremely great differences in the range of the temperature variations.

The idea of the common source, on the one hand, and the quite different temperature features, on the other, are, however, not from the first incompatible with one another. The temperature of a spring is dependent upon the temperature of the source in the interior of the crust and from the situation of its course of flowing through the clefts and rifts of the mountains. The closer the level of the course to the surface is, the lower is the temperature of the rocks passed through by the water. Subterranean water originating from warmer parts of the crust is cooled down to the temperature of the rocks [*12*] if the portion of the course in the upper cooler level is long enough for this cooling process. The smaller the mass of the water flow is the quicker the temperature of water and rocks are equalized. The weak springs of group IV (Table 21) are, therefore, subject to greater variations and irregularities than the springs with the larger discharge of the other groups (I to III, Table 21). This assumption is confirmed by the fact that the absolute totals of the temperature residuals from the curve calculated with harmonic analysis is in the case of group IV (Table 22) a multiple of that for group II, to give one example. With group IV the total of residuals is nearly *twelve* times as great as that with group II.

Table 22.

	Absolute average group-totals of *temperature* residuals
Spring group II (average discharge = 5.45 l/s)	0.467 Cdeg
Spring group IV (average discharge = 0.28 l/s)	5.441 Cdeg

Disregarding the *F*-spring, exceptional in some way (see above), the totals of temperature residuals are so great that disturbances of a special efficiency must be in existence with group IV. Great aperiodic variations are the consequence, appearing as great departures from the average sine curve. Group IV contains the springs with smallest discharge. It is noteworthy that this group, on the *average*, shows also the lowest temperature. Therefore, the average level of the subterranean course of these springs (except the *F*-spring) must be assumed much nearer to the surface than that of the other springs*. If this is true it

*) The main portion of the flowing course of the *F*-spring (the temperature of which is more than 10 centigrades higher than that of the other springs of the group) may be situated in a greater depth according to its high temperature, and the water comes up to the surface by a short and steep ascent. These or similar conditions could explain some of the peculiarities of the *F*-spring.

should be very likely that *the disturbances are of external nature caused by atmospheric water influencing mostly the springs in smallest depth.* The harmonic analysis of the monthly averages of *discharge* and the totals of residuals computed for group II and IV (Tables 22 and 23) throw more light upon the prevailling conditions.

Table 23

Spring group	Absolute Average Group-Total of Residuals l/s	Totals of Residuals in Per Cent of Discharge
II	0.346	6
IV	0.078	28

If it is assumed that atmospheric water causes the disturbances the numbers below are seemingly not encouraging in so far as the total of the residuals with group II is 4.4 times greater than that for group IV, instead of being smaller, since with group II additional atmospheric water is more or less excluded (see section on variability). This seeming contradiction may be explained by the third column of table 23. The total of residuals with group II makes only 6% of the average discharge, the much smaller total with group IV, however, 28% of the average discharge of the latter group. It is obvious that it is the *relative* value that counts in this respect. Complex variations (from which the great residuals originate) of more than a quarter of the average *discharge* may have easily a decisive effect on the *temperature* variations of group IV while the temperature effect of 6% irregularities in discharge is more or less negligible. A more detailed investigation in these complicated conditions which, surely, play an important role in the physics of the springs cannot be given so far. Unfortunately, neither temperature nor discharge of the five springs of group IV have been observed daily.

*

* *

By the analysis of one year's observation of temperature and discharge of fourteen springs a number of phenomena could be shown up quantitatively, charateristic for the individual springs.

The behavior of the springs could be partly explained by the assumption that one group of the springs brings up *practically* pure *juvenile* water while that of other springs is *mixed* with *atmospheric (vadose) water.*

Since such conditions may occur anywhere under similar geological situations, the results of this study are not of purely regional character, but may be considered a generally valid contribution to the problem of juvenile water.

References

1. Stiny, J.: Vom Messen der Gasteiner Quellen. Mitteilung Forschungs-Institut Gastein, No. 68, p. 3 (1953).
2. Exner, Ch. und E. Pohl: Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radioaktivität bei Badgastein. Jahrb. Geol. Bundesanstalt XCIV 2nd pt. Wien 1951 (Fig. 5), p. 46.
3. Kirsch, G.: Untersuchungen über den Ursprung der Thermalquellen von Badgastein. Mitt. Forsch.-Inst. Gastein, No. 25 (1950).
4. Conrad, V. und L. W. Pollak: Methods in Climatology etc. . . . 2nd ed., Cambridge, Mass. 1950, p. 50ff.
5. Keilhack, Konrad: Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde, Berlin, 1935, p. 321.
6. Day, A. L.: "The hot spring problem", Bull. Geol. Soc. Am. **50,** 317—326 (1939).
7. Conrad, V. und L. W. Pollak: Methods in Climatology . . .2nd ed. Cambridge 1950, p. 227ff.
8. Conrad, V.: "A Method of Estimating the Periodic Constituent of a Geophysical Element", Arch. Met. Geophys. Biokl. Serie A, **4,** 324—337 (1951).
9. Jeffreys, H.: The Earth, 2nd. ed. Cambridge (England) 1929, p. 232ff.
10. Conrad, V.: Zur Frage der Erdbebenhäufigkeit und Polbewegung. Gerlands Beitr. Geophys. **XVIII,** 247—261 (1927).
    Conrad, V.: Die zeitliche Folge von Erdbeben . . . Hd. Geophys. ed. B. Gutenberg Berlin 1932, p. 1151ff.
11. Pollak, L. W.: Das Periodogramm der Polbewegung. Gerl. Beitr. Geophys. **16,** 108—194 (1927).
12. Becke, F.: Geologische Beobachtungen am Nordteil des Tauerntunnels. Anzeiger Akademie d. Wiss. Wien **XLIV,** 103 (1907).
    F. Becke makes this statement: „Die Quellen (in the tunnel) weichen in ihrer Temperatur nicht wesentlich von der Gesteinstemperatur ab." The temperature of the rocks at a certain point in the upper crust is dependent upon the thickness of the rocklayer over this point. That means that the temperature around a more or less horizontal subterranean water course is dependent upon the shape of the mountain range. In a given altitude the rock temperature below a depression overground is lower than below a convex form of the range. F. Becke deduced this behavior of the temperature conditions along 5 kilometers of the Tauern tunnel. Thus the assumption made in the text may be justified.

550.340.19 : 550.380.19

(Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien)

Das geophysikalische Observatorium Wien-Kobenzl[1]

Von

M. Toperczer

Mit 7 Textabbildungen

Zusammenfassung. Die vorliegende Mitteilung enthält die wichtigsten Angaben über die Entstehungsgeschichte und die technischen Einrichtungen des neuerbauten geophysikalischen Observatoriums der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik auf dem Kobenzl im Nordwesten von Wien.

Summary. The present article gives a short report on the history of the development and on the technical installations of the new geophysical observatory which is a department of the Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik and is situated on the Kobenzl in the northwestern vicinity of Vienna.

Résumé. Cette communication contient un bref commentaire du développement et des installations techniques du nouvel observatoire géophysique de la Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik sur le Kobenzl au Nord-Ouest de Vienne.

Schon seit ihrer Gründung im Jahre 1851 gehörte die geophysikalische Forschung zum Aufgabenbereich der *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik* in Wien. Zunächst waren es erdmagnetische Beobachtungen; nachdem diese aber im Jahre 1898 wegen zunehmender Störungen eingestellt werden mußten, war es seit 1904 die Seismik, die in das regelmäßige Arbeitsprogramm einbezogen wurde. Über die Einrichtungen des seismischen Observatoriums der Zentralanstalt hat im Jahre 1908 V. Conrad [1] Bericht erstattet; die historische Entwicklung des Erdmagnetismus in Österreich habe ich gelegentlich einer zusammenfassenden Bearbeitung der bisher vorliegenden Observatoriumsbeobachtungen [2] ganz kurz im ersten Abschnitt dargestellt.

Mit der Wiederaufnahme der erdmagnetischen Beobachtungstätigkeit anläßlich der magnetischen Landesaufnahme 1928—1930 waren wieder beide Arbeitsrichtungen vereint und dies führte im Jahre 1936, als die

[1] Herrn Prof. Dr. V. Conrad zum 80. Geburtstag gewidmet.

Weiterführung der erdmagnetischen Beobachtungen, wenn auch mit bescheidensten Mitteln, im Institutshaushalt gesichert war, zur Aufstellung einer eigenen geophysikalischen Abteilung.

Da das erdmagnetische Observatorium auf dem Auhof nur ein für die Bedürfnisse der Landesaufnahme errichtetes Provisorium war, wurde zunächst danach gestrebt, es durch einen Neubau an geeigneter Stelle zu ersetzen. Dieses Ziel konnte jedoch infolge verschiedener Umstände, wie durch den frühzeitigen Tod des damaligen Direktors, W. Schmidt, den politischen Umschwung des Jahres 1938, die damit verbundene Neuorganisierung des Institutes und den darauffolgenden Krieg nicht verwirklicht werden.

Am Ende des Krieges, im Mai 1945, waren zunächst sämtliche Einrichtungen des geophysikalischen Dienstes zerstört oder schwer beschädigt. In mühsamer, durch Geldmangel und Beschaffungsschwierigkeiten behinderter Arbeit wurden vorwiegend mit Institutsmitteln die Einrichtungen des Erdbebendienstes, die großen Wiechert-Seismographen, wieder hergerichtet und in Gang gebracht. Vom magnetischen Observatorium waren nur die Beobachtungspfeiler und die Reste einiger Instrumente übrig geblieben.

Da es aus sachlichen Gründen nützlich erschien, die magnetischen Beobachtungen am gleichen Ort weiterzuführen, wurde eine neue Absoluthütte erbaut und wieder ein Satz von Töpfer-Instrumenten zur Registrierung der magnetischen Elemente im neuadaptierten Keller aufgestellt. Eine solche Lösung konnte mit den geringen zur Verfügung stehenden Mitteln gerade noch und vor allem rasch durchgeführt werden. Allein dieser Lösung sollte kein langer Bestand mehr beschieden sein. Infolge der Elektrifizierung der Westbahn war der Bau eines Bahnspeisewerkes in der Nähe ihres Endpunktes notwendig geworden und überdies erforderte der zunehmende Strombedarf der Großstadt Wien die Errichtung eines neuen Umspannwerkes West zur Versorgung der westlichen Stadtbezirke. Es erschien zweckmäßig, beide Anlagen benachbart zu errichten und als günstigster Platz erwies sich nach verschiedenen Vorschlägen ein Gelände am Rande des Lainzer Tiergartens in nächster Nähe des Auhofs. Nach Vollendung der beiden Anlagen traten am Orte des Observatoriums so große Störungen auf, daß eine weitere Fortführung der magnetischen Messungen sinnlos gewesen wäre. Eine Übersiedlung war damit notwendig geworden, Geldmittel für diesen Zweck wurden zunächst von den *Wiener Stadtwerken*, der *Österreichischen Bundesbahn* und der *Österreichischen Elektrizitätswirtschafts A. G.* beigestellt. Sie hätten ausgereicht, das magnetische Observatorium an anderer Stelle im bisherigen bescheidensten Umfang neu aufzubauen.

Durch die fortschreitende Entwicklung der Beobachtungstechnik war es aber schon längst notwendig geworden, den Seismographen der Zentralanstalt wenigstens einen Satz hochempfindlicher Instrumente zur Registrierung aller in Österreich und seiner Umgebung auftretenden Nahbeben hinzuzufügen. Die Aufstellung solcher Seismographen war jedoch im Bereich des Anstaltsgeländes, am Rande des verbauten Stadt-

gebietes, 25 m von einer regelmäßig durch Straßenbahn und Lastwagen befahrenen Straße entfernt unmöglich. Es bestand daher von vornherein die Absicht, wenigstens das Gelände für das neue Observatorium gleich so groß zu wählen, daß später noch ein Haus zur Aufnahme der Seismik hinzugefügt werden könnte.

In der Wahl des Baugeländes war man nicht ganz frei. Das neue Observatorium mußte so nah an der Stadt liegen, daß sein Betrieb mit dem bisherigen Personalstand geführt werden konnte. Es waren weder Geldmittel für den Bau eines eigenen Wohnhauses, noch für das bei größerer Entfernung notwendige Wartungs- und Aufsichtspersonal vorhanden. Die neue Anlage sollte überdies auch für den Lehrbetrieb zur Verfügung stehen und der Baugrund mußte schließlich Besitz der öffentlichen Hand sein.

Nach Besichtigung verschiedener Möglichkeiten fiel die Wahl schließlich auf ein Gelände am Südosthang des Latisberges in der Nähe des der Stadt Wien gehörenden Gutshofes Kobenzl. Die amerikanischen Besatzungstruppen hatten dort durch einige Zeit eine Reitschule unterhalten, der Platz war daher schon planiert.

Zunächst wurde mit der H- und der Z-Waage untersucht, ob und in welchem Umfang Schwankungen der magnetischen Feldstärke infolge der Großstadtnähe bemerkbar sein würden. Die vorgenommenen Stichproben zeigten, daß der Einfluß der Großstadt auf die magnetischen Messungen nicht größer sein würde als an der früheren Stelle beim Auhof. Verkehrserschütterungen waren an der untersuchten Stelle vollends nicht zu befürchten. Ebenso ergab eine Überprüfung des Geländes mit der Z-Waage keinen Hinweis auf das Vorhandensein einer Lokalstörung. Da der untersuchte Platz vor allem wegen seiner relativen Nähe und leichten Erreichbarkeit große Vorteile für den späteren Betrieb versprach, wurde er ausgewählt.

Im Sommer des Jahres 1953 wurde mit dem Bau begonnen und im Juni und Juli der magnetische Variationskeller vollendet und die Hütte für die absoluten Messungen aufgestellt. Inzwischen konnten auch die Mittel für die Errichtung eines dritten Gebäudes zur Aufnahme hochempfindlicher Nahbeben-Seismographen aufgebracht werden und so wurde im Laufe des Monats August 1953 auch die seismische Hütte erbaut. Leider fehlten die Geldmittel, auch die technischen Inneneinrichtungen, vor allem die Stark- und Schwachstrominstallation sogleich durchzuführen. Dies konnte erst im Sommer 1955, während der erdmagnetische Betrieb schon lief, nachgeholt werden. Die Installationsarbeiten wurden nur langsam und schleppend durchgeführt, die elektrische Anlage erst am 28. Dezember 1955 an die Zentralanstalt übergeben. Bis dahin erfolgte die Stromversorgung für die erdmagnetische Registrierung aus Autobatterien größerer Kapazität.

I. Örtlichkeit und Gebäude

Einen Übersichtsplan des Observatoriumgeländes und der einzelnen Objekte zeigt Abb. 1. Das Observatoriumsgelände ist eine in den Südost-

abfall des Latisberges künstlich eingeschnittene ebene Fläche, deren West- und Südrand eine mit alten Bäumen bestandene Böschung bildet. Der Westrand folgt ungefähr einer Schichtlinie. Bergab, in einer Entfernung von etwa 300 m vom Ostrand des Geländes beginnen die Gebäude des Gutshofes. In Luftlinie ist das Gelände etwa 3,6 km von der Hohen Warte entfernt, die Höhenlinie 400 m geht durch das Observatoriumsgelände, es liegt also fast genau um 200 m höher als das Gebäude der Zentralanstalt.

Abb. 1. Lageplan des Observatoriums

Das Observatoriumsgelände ist im Süden und Westen von landwirtschaftlich genutzten Flächen umgeben, im Norden zieht sich der die Kuppe des Latisberges (492 m) bedeckende Wald bis zur Straße, die in einem Abstand von über 500 m im Süden und Osten halbkreisförmig das Gelände umschließt, hinab.

Der Untergrund besteht aus hauptsächlich aus Glaukonitquarziten zusammengesetzten Sandsteinen der Unterkreide. Sie sind, wie sich bei den Ausschachtungen während des Baues gezeigt hat, im Bereich des Observatoriumsgeländes durch eine dünne Schicht alluvialer Ablagerungen überdeckt, die stellenweise weniger als 0,5 m mächtig ist. Darauf folgt eine etwa 1,0—1,5 m dicke brüchige Verwitterungszone und darunter festeres Gestein. Untersuchung einiger Gesteinsproben hat einen sehr geringen Gehalt an Pyrit, jedoch keine Spuren von Magnetit ergeben.

Die einzelnen Gebäude sind in der Nord-Südachse des Geländes angeordnet. Es ist A das erdmagnetische Variationshaus. B die eisenfreie Hütte für die absoluten erdmagnetischen Messungen und C das Haus für die seismische Registrierung, in dem überdies die ganzen Anlagen für die Stromversorgung und die Hauptuhr untergebracht sind. Für astronomische Beobachtungen ist der Außenpfeiler D vorgesehen, auf dem auch die astronomisch-geodätischen Bestimmungen der Stationslage und des Azimutes der Hauptmire im Frühjahr 1955 durch das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen ausgeführt und von dort auf den Hauptpfeiler der Hütte für die absoluten Messungen übertragen wurden. Der Abstand zwischen A und B beträgt etwas über 40 m, der von B nach C über 30 m. Die Gebäude A und B sind eisenfrei errichtet, in C sind Eisenmassen vorhanden, die aber zusammen unter 100 kg bleiben. Im Lageplan ist auch der Grundriß und andeutungsweise die Raumeinteilung der einzelnen Objekte wiedergegeben.

Das erdmagnetische Variationshaus besteht aus einem teilweise im Boden versenkten, teilweise durch Erdaufschüttungen geschützten Betonbau, dessen Außenwände 80 cm stark sind. Er enthält zwei Registrierräume von 3,5 m Länge und 1,9 m Breite. Ihre Höhe beträgt 2,5 m, sie liegen noch unter der Erdoberfläche. Oberirdisch ist eine Holzhütte aufgesetzt, die einen kleinen Vorraum und den Stiegenabgang enthält. Im Vorraum sind die Kontaktuhr und die Kontroll-Schalttafel für die beiden Registriersätze untergebracht. Die Kellerräume können im Winter zur Herabsetzung der jährlichen Temperaturschwankung elektrisch beheizt werden. Innerhalb der Betonwände sind in einem Abstand von 20 cm von der Wand Heraklitwände aufgestellt, zwischen denen die Ventilation angeordnet ist. Sie ist ausreichend, um große Werte der Feuchtigkeit zu verhindern, und kann durch zusätzliche Heizung verbessert werden. Wegen der guten thermischen Isolierung genügen für die Heizung geringe Leistungen von etwa 0,5 Kilowatt. Im Winter liegt die Feuchtigkeit bei 80%, im Sommer steigt sie zur Zeit rascher Temperaturzunahme bis auf 95% an. Ein besonderer Vorteil liegt in der recht geringen, natürlichen Bodenfeuchtigkeit. Der Grundwasserhorizont liegt auf dem ganzen Gelände sehr tief.

Die Absoluthütte stammt noch vom Auhof und wurde nur auf den neuen Aufstellungsplatz übertragen. Sie ist 3,7 × 7,3 m groß und enthält einen Vorraum und den eigentlichen Meßraum, in dem zwei Marmorpfeiler aufgestellt sind. Der östliche Hauptpfeiler trägt den magnetischen Theodoliten, auf dem Westpfeiler ist der Erdinduktor aufgestellt. Überdies sind in der Hütte drei Betonsockel vorhanden, die zur Aufstellung des Galvanometers und bei der Justierung von Instrumenten verwendet werden können. Zwischen den Pfeilern läßt sich der hölzerne Fußboden abheben, so daß die darunter befindliche große Betonplatte, die das Fundament der Hütte bildet, frei wird und zur festen Aufstellung von Stativen verwendet werden kann.

Die an sich geringen Ausmaße der Absoluthütte genügen für den laufenden Betrieb vollständig, sie haben überdies den Vorteil, daß die Hütte leicht beheizt und ihre Temperatur verhältnismäßig rasch verändert werden kann. Die Heizung erfolgt elektrisch. Die frühere Beheizung durch einen eisenfreien Petroleumofen hatte den Nachteil einer dauernden Bildung von säurehältigem Kondenswasser an den Teilen der Meßgeräte, durch das diese im Lauf der Zeit angegriffen wurden.

Das seismische Observatorium ist nicht zur Gänze in den Boden versenkt. Der Keller für die Aufnahme der Seismographen bedeckt nur die in C schraffiert dargestellte Fläche. Seine Sohle ruht auf gewachsenem Fels und liegt ungefähr 2,0 m unterhalb der Bodenoberfläche. In seiner

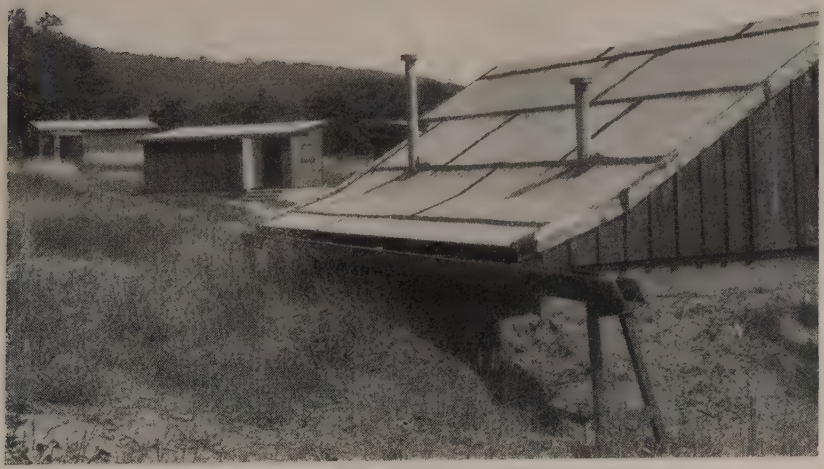

Abb. 2. Gesamtansicht von Süd nach Nord

Mitte ragt der Betonsockel zur Aufnahme der Seismographen, gegen den Fußboden durch eine mit Schaumgummi abgedichtete Trennfuge isoliert, 0,5 m hoch aus dem Boden. Er hat eine Oberfläche von 1 × 2 m und eine Gesamthöhe von 3 m, also ein Gewicht von etwa 15 Tonnen, und ist sorgfältig mit dem Sandstein des Untergrundes verbunden.

Der obere, über der Erdoberfläche liegende Teil des Bauwerkes enthält einen Vorraum und den 6,5 × 5,1 m großen Registrierraum. Aus dem Vorraum führt eine Tür in den bis auf die Ventilationsschächte sonst ganz abgeschlossenen Registrierraum, der an den drei übrigen Seitenwänden die Podeste für die Aufstellung der Galvanometer und in der Raummitte hufeisenförmig angeordnet drei 55 × 165 cm große Sockel zur Aufstellung der Laufwerke enthält.

Im Vorraum ist die Haupt- und Verteilerschalttafel für Stark- und Schwachstrom untergebracht, hier befindet sich auch der Kabelkopf der 400 m langen Speiseleitung, die unmittelbar an den Haupttransformator der Gutsverwaltung angeschlossen ist.

Der Vorraum enthält ferner die Hauptuhr und die Radioempfangsanlage.

Eine Übersicht über das ganze Gelände gibt Abb. 2, das den Blick von dem im Süden des Geländes gelegenen erdmagnetischen Variationskeller gegen die Absoluthütte und die im Norden den Abschluß bildende seismische Hütte zeigt. In Abb. 3 ist die seismische Hütte zu sehen, rechts im Hintergrund die Kirche Josefsdorf auf dem Kahlenberg und über der Hütte ein Teil des Fernseh-Sendemastes.

Abb. 3. Seismisches Haus

Die Kirche Josefsdorf auf dem Kahlenberg ist die Hauptmire für die Bestimmung des astronomischen Nordpunktes bei der Deklinationsmessung. Nach den Bestimmungen des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen gelten für den Außenpfeiler:

geographische Breite: $B = 48^\circ\ 15'\ 54,8'' \pm 0,2''$

Azimut der Kirche: $a = 51\ \ 10\ \ 34,9\ \ \pm 0,7$

Durch geodätische Übertragung ergaben sich für den D-Pfeiler der Absoluthütte:

$$B = 48^\circ\ 15'\ 54{,}4''$$
$$a = 51\ \ 10\ \ 43{,}0$$

Der Außenpfeiler liegt demnach fast genau in der Visur D-Pfeiler—Kirche Josefsdorf. Eine Marke auf ihm dient als Nahmire. Im Winter können so dichte Nebel auftreten, daß auch diese nahe Sichtmarke kaum mehr zu sehen ist. Für den gewöhnlichen Gebrauch werden die folgenden Näherungswerte für Breite und Länge des Observatoriums Kobenzl verwendet:

$$B = 48^\circ\ 15{,}9'\ \mathrm{N},\quad L = 16^\circ\ 19{,}1'\ \mathrm{E}.$$

II. Die technischen Einrichtungen

Alle Gebäude sind an das Starkstromnetz angeschlossen. Im Observatoriumsgelände erfolgt die Stromzuführung durch eisenfreie Erdkabel. Überdies sind alle Gebäude untereinander durch ein Schwachstromkabel mit 40 Adern verbunden. Zehn Adern sind, um einen möglichst geringen Spannungsabfall zu erhalten, parallel geschaltet und führen den Strom der im Vorraum der seismischen Hütte untergebrachten 12 Volt-Akkumulatorenbatterie mit einer Kapazität von 70 Amperestunden, die über eine automatisch wirkende Gleichrichteranlage dauernd aus dem Netz gespeist wird. Durch sie werden alle Registrierlampen und alle Gleichstromrelais der Zeitmarkenanlage mit Strom versorgt. Überdies steht in jedem Haus noch Wechselstrom von 4, 6 und 12 Volt zur Verfügung, den ein Transformator in der seismischen Hütte liefert. Für die Kleinbeleuchtung in der Absoluthütte wird normalerweise Wechselstrom verwendet. Die übrigen Adern des Schwachstromkabels stehen für Signalgebung und andere Aufgaben zur Verfügung.

Selbst bei einem länger dauernden Netzausfall bleibt die Stromversorgung für die Registrierbeleuchtung und die Zeitmarkierung gesichert.

Zwei Registriersysteme zeichnen den zeitlichen Verlauf der Deklination D, Horizontalintensität H und Vertikalintensität Z des erdmagnetischen Feldes auf. Das eine besteht aus einem Satz von Töpfer-Instrumenten, wie sie in ähnlicher Ausführung heute noch von den Askania-Werken erzeugt werden. Abgesehen von der Z-Waage hat sowohl das D- als auch das H-Variometer einen Doppelspiegel. Es steht daher für diese beiden Elemente der doppelte Registrierbereich von etwa 360 mm zur Verfügung. Dies genügt bei den gewählten Skalenwerten

$$e_D = 1{,}0/\mathrm{mm},\ e_H = 4{,}0/\mathrm{mm},\ e_Z = 5{,}0/\mathrm{mm},$$

um auch bei stärkeren Gewittern vollständige Registrierungen ihres Verlaufes zu erhalten.

Im zweiten Raum ist ein dänischer Satz untergebracht. Er ist ebenso wie der Töpfer-Satz gestaffelt aufgestellt, so daß die Variometer für H, D und Z sich in ungefähr 1250, 1750 und 2250 mm Entfernung vom Registrierapparat befinden. Die optische Bank zur Aufstellung der Variometer sowie der Registrierapparat gehören zu einem zweiten Töpfer-Satz, dessen Instrumente im Jahre 1945 auf dem Auhof zerstört wurden.

Das Format der Registrierstreifen ist daher für die beiden Sätze gleich, was auch für Vergleiche von Vorteil ist, weil beide Registrierungen den gleichen „Maßstab" haben. Der Skalenwert von D ist der gleiche wie beim Töpfer-Satz, die Skalenwerte für H und Z sind etwas größer.

Die Registrierwalze des Töpfer-Satzes kann auf 6-stündige Registrierung (1 Stunde = 80 mm), die des dänischen Satzes auch auf 2-stündige Registrierung umgeschaltet werden. Die Skalenwerte des Töpfer-Satzes werden wöchentlich einmal durch galvanische Ablenkung mit Hilfe von Helmholtz-Spulen direkt überprüft. Da die Variometer sehr gut gedämpft sind, erfordert eine Skalenwertbestimmung nur verhältnismäßig kurze Zeit (etwa 10 bis 12 Minuten). Die Möglichkeit einer solchen Bestimmung ist beim dänischen System auch vorhanden; da aber dessen Magnete fast ungedämpft sind, wird dieses System gewöhnlich nur mittelbar, durch den Vergleich gleichzeitiger Werte, mit dem Töpfer-System überprüft.

Eine elektrisch angetriebene Ato-Uhr erzeugt die Stundenmarken. Zur Beleuchtung werden Einfaden-Galvanometerlampen für 6 Volt verwendet, aber nur mit einer Spannung von etwa 4.6 Volt betrieben, da bei der geringen Registriergeschwindigkeit die dadurch erzeugte Lichtintensität vollkommen für die Schwärzung des Photopapiers ausreicht. Zur vollen Stunde wird für die Dauer von 6 Sekunden den Registrierlampen eine höhere Spannung von etwa 5,5 Volt zugeführt. Dadurch entstehen in der Registrierung Stellen stärkerer Schwärzung. Vor und nach der Zeitmarke 0 Uhr GMT werden im Abstand von 10 Minuten weitere Zeitmarken erzeugt und auf diese Art wird der Tagesanfang übersichtlich festgelegt. Da die Lampen stets mit Unterspannung brennen, haben sie eine praktisch fast unbegrenzte Lebensdauer, auch ist der Stromverbrauch ziemlich gering. Er beträgt je Lampe 0,11 Ampere. Es besteht aber auch die Möglichkeit, über die Kabelleitung die Stundenmarken der Hauptuhr an die magnetischen Registriersysteme zu legen.

Da in den Holzhütten die äußeren Temperaturschwankungen nur schwach gedämpft werden und vor allem im Winter sehr tiefe Temperaturen auftreten können, ist die Uhr in einen Thermostaten eingeschlossen, der im Winter elektrisch geheizt wird. In Abb. 4 ist die Uhr samt Gehäuse, die Kontrollschalttafel und unter ihr der Anschlußverteiler des Schwachstromkabels zu sehen.

Für die Absolutmessungen wird derzeit ein Reisetheodolit der Askania-Werke und ein Erdinduktor Schulze verwendet. Daneben wird der Basiswert von H noch durch häufigere Messungen mit einem HTM (Horizontaltorsionsmagnetometer) der Askania-Werke und der Basiswert von Z durch eine BMZ (Balance magnétique de zéro) kontrolliert. Durch die Verwendung von Wolframfäden ($\varnothing$ = 0,020 mm) mit hoher Tragkraft aber geringem Torsionsmodul ist auch die Bestimmung von D wesentlich verbessert.

Von den Pfeilern im Absoluthaus können durch entsprechende Schaltung in einem beliebigen Registriersystem Zeitmarken in der oben beschriebenen Art durch Schließen eines Kontakts erzeugt und dadurch

die Variationen recht genau den Absolutmessungen zugeordnet werden. Bei Schwingungsbeobachtungen ist vorgesehen, zur Entlastung des Beobachters durch Handkontaktgebung den Augenblick der Durchgänge auf einem neben der Hauptuhr in der seismischen Hütte aufgestellten Chronographen zu markieren. Der Synchronmotor des Chronographen kann vom Pfeiler aus über ein Relais in Gang gesetzt und angehalten werden. Zur Kontrolle leuchtet im Absoluthaus ein Lämpchen solange auf, als der Motor des Chronographen läuft.

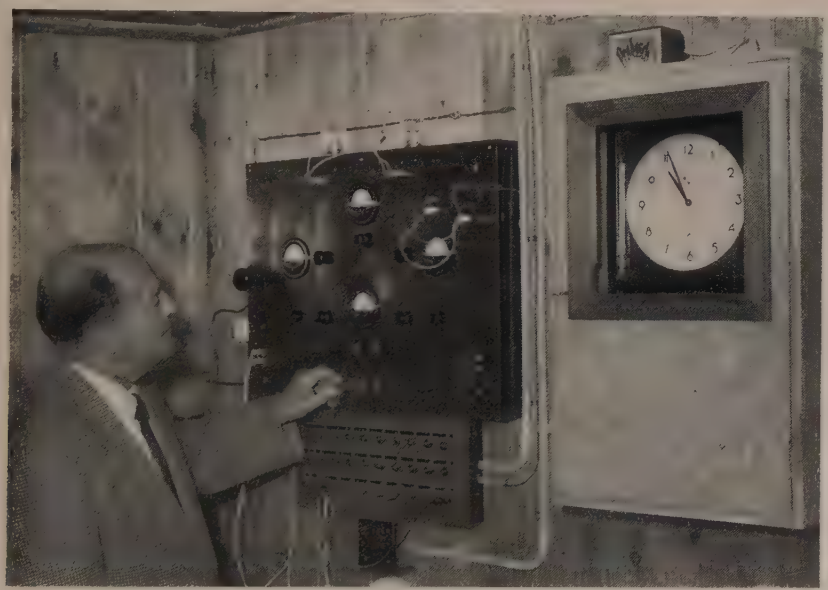

Abb. 4. Schaltuhr und Kontroll-Schalttafel im Vorraum des Variationshauses

Für die Beheizung sind drei tragbare Elektroöfen mit je 1,5 Kilowatt Heizleistung, in Stufen zu je 0,5 KW schaltbar vorgesehen. Die Heizleistung kann daher in weiten Grenzen reguliert werden.

In der seismischen Hütte ist ein vollständiger Satz von Nahbebenpendeln der Bauart „Stuttgart" aufgestellt. Die Seismographen stehen im Keller, der, trotzdem er aus Ersparnisgründen nicht verkleidet werden konnte, sich doch auch als verhältnismäßig trocken erwiesen hat. Die Tagesschwankungen der Temperatur sind in ihm allerdings etwas größer als im Variationskeller.

Zwischen der Wand eines Kellers und dem inneren Luftraum sollte durch Errichtung einer Zwischenwand nach Tunlichkeit stets eine isolierende Luftschicht eingeschaltet werden.

Das Horizontalpendel entspricht prinzipiell einem ZÖLLNER-Pendel, beim Vertikalpendel liegt die träge Masse aber zwischen dem Drehpunkt des Armes und dem Angriffspunkt der Tragfeder. Bei den Seismographen

der Bauart „Stuttgart" sind die Induktionsspulen fest, mit dem Pendelarm sind die beweglichen Polschuhe verbunden, durch deren Abstandsänderung die Änderung des magnetischen Kraftflußes erzeugt wird. Die träge Masse von 1 kg liegt nahe dem Drehpunkt des Pendelarms. Dadurch wird einerseits der Trägheitsradius des ganzen Systems klein gemacht, andrerseits aber das Verhältnis: Abstand der Polschuhe von der Drehachse zu Abstand des Schwingungsmittelpunkts von der Drehachse, das für die Vergrößerung von Bedeutung ist, möglichst groß gehalten.

Während bei den Horizontalpendeln die Komponente der Schwerkraft, die entsprechend der Achsenneigung auf die Pendelmasse einwirkt, und die Rückstellkraft der die Achse definierenden Federgelenke der Pendelmasse eine stabile Ruhelage zuweisen, wirkt die Kraft, die der starke, die Induktionsspulen tragende Hufeisenmagnet auf die Polschuhe ausübt,

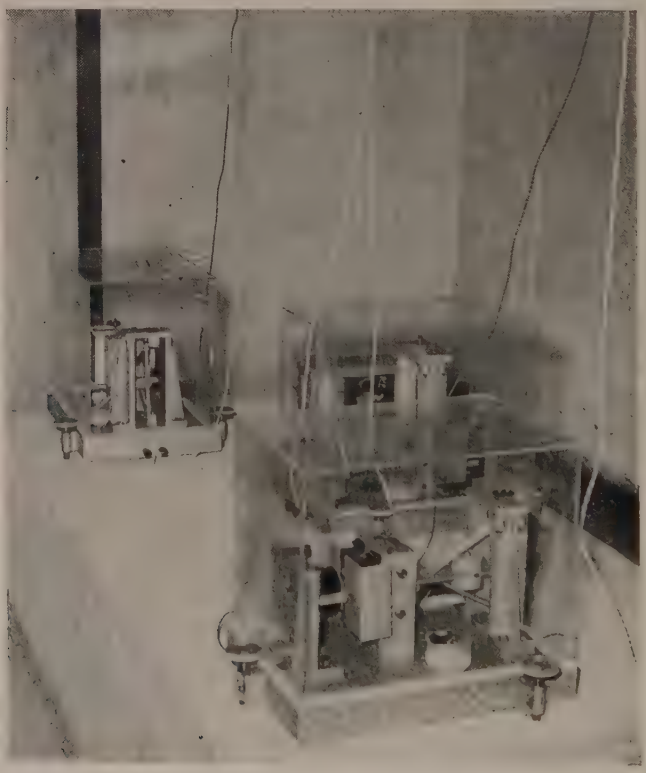

Abb. 5. Seismographen-Satz Bauart „Stuttgart"

labilisierend auf das System ein. Die gleiche Überlegung, entsprechend modifiziert, gilt auch für das Vertikalpendel. Durch entsprechende Abstimmung der einzelnen Teilkräfte wird die richtige Schwingungsdauer und die Empfindlichkeit eingestellt. Bei der Justierung der Pendel muß

man zunächst vom Vertikalpendel ausgehen, da dessen Eigenperiode in der Hauptsache doch durch die Eigenschaften der Spiralfeder bestimmt wird, während die Horizontalpendel in weiteren Grenzen verändert werden können. Ziel der Justierung ist, für alle Pendel möglichst die gleichen Konstanten für Eigenperiode, Dämpfung und Übertragungsfaktor zu erhalten.

Die Abb. 5 zeigt die drei Pendel in ihrer provisorischen Aufstellung auf dem Betonpfeiler des seismischen Kellers. Im Vordergrund ist die EW-Komponente, im Hintergrund die NS-Komponente zu sehen, während das Vertikalpendel in der Mitte steht. Der U-förmige Träger auf der rechten Seite der EW-Komponente verdeckt die die Achse bildende Feder, die aber an der NS-Komponente zu sehen ist, dann folgt die in kleinem Abstand angeordnete Pendelmasse; der zweite etwas aus der Mitte liegende Träger enthält das Spulensystem. Es ist durch Eisenblech frontal gegen die Kraftlinien des Dämpfermagneten, der verschiebbar auf dem linken Träger angebracht ist, abgeschirmt. Zwischen den Polschuhen des Dämpfermagneten bewegt sich eine Aluminiumplatte. Der Vorteil galvanometrisch registrierender Pendel liegt in der hohen Konstanz ihres Betriebszustandes und der exakten Regelbarkeit.

Die induzierten Ströme werden auf Moll-Galvanometer der Type A 1 0 übertragen. Sie haben eine Eigenperiode von 1.3 sec und einen inneren Widerstand von 55 Ohm, der dem Spulenwiderstand der Seismographen entspricht.

Die Registrierapparate ähneln denen der Galitzin-Seismographen. Die Trommeln werden über eine zwischengeschaltete Feder durch einen kleinen Wechselstrommotor angetrieben, der zunächst den Federn eine gewisse Spannung verleiht und dann erst das Laufwerk in Gang setzt. Dadurch ist auch nach Aufhören des Antriebsstromes eine gewisse Gangreserve vorhanden. Sie genügt, um auch ohne Stromzufuhr die Laufwerke durch ungefähr zwei Stunden in Gang zu halten. Dieser Zeitraum genügt im allgemeinen, um auch länger dauernde Stromausfälle, die aber kaum vorkommen, zu überbrücken. Die Regulierung der Laufwerksgeschwindigkeit erfolgt durch ein Kegelpendel, auf das bei zunehmender Drehgeschwindigkeit eine mechanische Bremse einwirkt. Um von Schwankungen der Netzspannung unabhängig zu werden, ist der den Motoren zugeführte Strom stabilisiert; deren Drehmoment bleibt daher, unabhängig vom Netzzustand, konstant.

In Abb. 6 ist ein derartiges Laufwerk bei zurückgeschobenem Überdeckungskasten zu sehen. Links ist das eigentliche Laufwerk mit dem Kegelpendel, dann folgt die Trommel. Im Hintergrund ist das Galvanometer zu sehen. Durch die Verwendung eines Objektivs kurzer Brennweite sind auch hier, ebenso wie teilweise bei den Landschaftsaufnahmen, die Entfernungen und damit die Größenverhältnisse der einzelnen Teile, gegenüber der direkten Ansicht stärker verzerrt, z. B. ist das Galvanometer im Verhältnis zur Registriervorrichtung zu klein ausgefallen.

Von größter Bedeutung ist gerade beim Studium der Nahbeben mit ihren kurzen Laufzeiten die möglichst genaue Erfassung der Ein-

trittszeiten der einzelnen Phasen. Diese Zeiten sollen auf 0,1 Sekunden feststellbar sein. Dies erfordert eine ausreichende Registriergeschwindigkeit und eine möglichst gute Festlegung der „absoluten" Zeit. Der Registrierapparat ist so eingerichtet, daß wahlweise eine Registriergeschwindigkeit von 30, 60 oder 120 mm/Minute eingeschaltet werden kann. Normalerweise wird mit 60 mm/Minute registriert; ein Registrierstreifen genügt dann für zwei Tage.

Für die Vereinheitlichung der verwendeten Zeit sorgen heute die verhältnismäßig zahlreichen und leicht erreichbaren internationalen Zeitzeichen. Im allgemeinen wird das *Pariser* Zeitzeichen, fallweise auch das von *Greenwich* oder *Norddeich* gesendete verwendet.

Abb. 6. Laufwerk und Galvanometer

Als „Zeitkonserve" dient eine Riefler-Uhr mit Nickelstahl-Kompensationspendel hoher Ganggenauigkeit. Sie wurde vor ihrer Aufstellung auf dem Kobenzl von der Erzeugerfirma umgebaut. Sie gibt intermittierende Sekundenkontakte, Minutenkontakte mit Polwechsel und einen genau synchronisierten Stundenkontakt. Die Uhr ist in einen Thermostaten eingebaut, der elektrisch geheizt wird. Die Temperatur wird auf 23° C gehalten. Die Temperatur des Vorraumes, in dem sie aufgestellt ist, überschreitet im Sommer nur bei länger dauernden Hitzeperioden diese Temperatur und auch dann dauert es noch über einen Tag, bis diese Übertemperatur in den mit einer dreifachen Wärmedämmschichte ausgekleideten Kasten eindringt. Praktisch sind also die Fälle noch höherer Temperatur ganz ohne Bedeutung. Das Kasteninnere und das Zifferblatt sind durch 10 mm starke Plexiglasscheiben sichtbar.

Gewöhnliches Glas gibt Anlaß zu größeren Wärmeverlusten. Der tägliche Gang der Uhr kann auf etwa 0,05 sec/Tag herabgedrückt werden. Die Uhr hat auch eine Kompensation gegen Luftdruckschwankungen. In Abb. 7 ist ein Teil der Uhr bei geöffnetem Schutzkasten zu sehen. Links ist der Regelkontakt des Thermostaten sichtbar, die Temperatur kann in Stufen von etwa 3° C zwischen 5° und 30° C eingestellt werden. Parallel zu den Heizwiderständen am Boden des Kastens ist eine Glühlampe geschaltet. Ihr Aufleuchten gibt eine einfache Kontrolle für das Funktionieren der Heizung.

Abb. 7. Hauptuhr mit geöffnetem Thermostaten

Der Minutenkontakt der Uhr unterbricht jede Minute auf die Dauer einer Sekunde die Registrierung, indem den mit etwas Unterspannung brennenden Registrierlampen weniger Strom zugeführt wird. Jede 60. Minute, zur vollen Stunde, wird durch den Stundenkontakt die Wirkung des Minutenkontakts aufgehoben, die Registrierlinie wird dann also nicht unterbrochen.

Das Zeitzeichen kann nach der Aug-Ohr-Methode unmittelbar aufgenommen werden, es können aber die dem Lautsprechermagneten zugeführten Impulse über ein Relais auch direkt zur Unterbrechung der Registrierlinie wie bei der Minutenmarke ausgenützt oder aber mit Hilfe des Chronographen objektiv (direkt über Lautsprechermagnet und Relais) oder subjektiv (Handtastung) aufgenommen werden. Da bei nicht ganz ruhigem Empfang auch Krachgeräusche aufgezeichnet werden, werden bei Chronographenaufnahme gewöhnlich objektive und subjektive Methode vereinigt. Dies ist möglich, da der Chronograph drei Federn hat. Eine von ihnen ist mit dem Sekundenkontakt der Uhr verbunden, die beiden anderen zeichnen objektiv und subjektiv die Punktsignale des Zeitzeichens zu den vollen Minuten auf. Auf diese Art ist für eine hinreichend genaue Erfassung der Zeit gesorgt.

Gegenwärtig ist die Justierung der Seismographen noch im Gang. Beabsichtigt ist für den Dauerbetrieb eine maximale Vergrößerung von 8000 bei einer Eigenperiode von 1,1 sec (entsprechend der Eigenperiode des Vertikalpendels) und aperiodischer Dämpfung von Pendel und Galvanometer. Die letzte Feinabstimmung der Empfindlichkeiten kann durch Regelwiderstände in den Galvanometerkreisen elektrisch erfolgen.

In der Nähe des Observatoriums, am oberen Ende des Reisenberg-Weges, hat schon im Jahre 1854 K. Kreil eine magnetische Feldmessung vorgenommen, um die Veränderlichkeit der magnetischen Feldgrößen, über die damals noch wenig praktische Erfahrungen vorlagen, durch Vergleichsmessungen mit den am damaligen Observatorium in *Favoriten* beobachteten Werten festzustellen. So bildet die Tätigkeit an dieser neuen Forschungsstelle die Fortsetzung einer alten Tradition.

Literatur

1. Conrad, V.: Seismisches Observatorium der Zentralanstalt. Mitt. der Erdbebenkomm. Akademie d. Wiss. Wien, Neue Folge Nr. XXV (1909).
2. Toperczer, M.: Verlauf der erdmagnetischen Elemente in Wien. Arch. Met. Geoph. Biokl. Serie A, 5, 231 (1952).

Buchbesprechungen

Beiträge zur Physik der Atmosphäre. Herausgegeben von W. Georgii und H. Koschmieder. Band 29, Heft 1. Frankfurt am Main: Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. 1956.

Mit dieser neuen Zeitschrift sollen die besonders um die Erforschung der freien Atmosphäre sehr verdienten „Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre", die wie so manche andere angesehene alte Zeitschriften ein Opfer des letzten Weltkrieges geworden waren, fortgeführt werden. Wie im Vorwort dargelegt wird, soll sich das Arbeitsgebiet der neuen Zeitschrift nicht mehr auf die freie Atmosphäre beschränken, sondern das Gesamtgebiet der Meteorologie umfassen. Dem trägt auch die Titeländerung Rechnung.

Das erste Heft wird durch einen Gedenkvortrag über Richard Assmann, einen der Begründer des Vorläufers dieser neuen Zeitschrift, eingeleitet. Ein Beitrag bringt die Lösung der Leewellengleichung in der Tropo- und Stratosphäre, woraus sich für die Stratosphäre eine Überlagerung eines mit der Höhe abnehmenden Wellentypus und eines mit der Höhe periodisch sich ändernden Wellentypus ergibt. Einen Beitrag über schwere Sandstürme im Irak, in dem ein Überblick über die physikalischen Vorgänge bei der Hebung von Sandmassen gegeben wird, folgt ein Beitrag mit Ergebnissen von experimentellen Untersuchungen über Konvektionszellen.

F. Steinhauser, Wien.

Handbook of Meteorological Instruments. Part I. Mit 132 Textabb., 53 Tafeln und 57 Tab., X, 458 S. London: Her Majesty's Stationery Office. 1956. £ 2. 5s.

Mit der Veröffentlichung dieses Handbuches der meteorologischen Instrumente hat der britische Wetterdienst ein Werk geschaffen, das in seiner Ausführlichkeit den höchsten Anforderungen entspricht, alle Fragen, die mit der Behandlung und mit der Benutzung der meteorologischen Instrumente des Beobachtungsdienstes in Beziehung stehen, wie die Konstruktionseigentümlichkeiten und die Funktionsweise der einzelnen Instrumente, die Fehlermöglichkeiten und ihre Korrektur, die Aufstellung und den Transport der Instrumente, sehr ausführlich und mit genauer Begründung erörtert und damit in seiner Gründlichkeit einzigartig ist. Vor allem werden naturgemäß sehr eingehend die Instrumente beschrieben, die im britischen Wetterdienst, und zwar an den Landstationen wie auch auf den Schiffen, verwendet werden. Es werden daneben aber auch andere Instrumententypen vergleichsweise in Betracht gezogen. Ein einleitender Abschnitt behandelt unter anderem besonders eingehend die allgemeinen Anforderungen, die an meteorologische

Instrumente gestellt werden müssen, die verschiedenen Registriermethoden und Korrekturen bei Registrierinstrumenten.

Die Gründlichkeit und Ausführlichkeit der Darstellung ist schon daraus ersichtlich, daß zum Beispiel der Druckmessung allein 66 Seiten gewidmet sind. Durch zahlreiche und instruktive Abbildungen unterstützt, werden das britische Stationsbarometer, das Marine-Barometer, das Patterson-Barometer, das Fortin-Barometer, das Heber-Barometer und die zugehörigen Korrektions- und Reduktionsverfahren, das Aneroid-Barometer mit seinen Fehlermöglichkeiten, der Dines-Quecksilberbarograph und der Aneroidbarograph für Landstationen und für Schiffe, der Shaw-Dines-Mikrobarograph mit seiner Theorie und Eichbarometer ausführlich beschrieben.

Der nächste Abschnitt beschreibt auf 72 Seiten die Methoden der Messung der Lufttemperatur in Bodennähe und der Bodentemperatur in verschiedenen Tiefen. Bei der Erläuterung der verschiedenen Verfahren zur Temperaturmessung wird im besonderen auch auf die Trägheit bzw. Empfindlichkeit der einzelnen Methoden, auf die Aufstellung der Instrumente, auf die verschiedenen Typen von Quecksilberthermometern und ihre Eigentümlichkeiten eingegangen; es werden aber auch die Temperaturmeßverfahren mit Widerstands-Thermometer und mit Thermoelementen sowie die Funktionsweise, die Konstruktion und die Fehlermöglichkeiten dieser Instrumente eingehend beschrieben. Von Temperaturregistriergeräten werden Bimetall-Thermographen, Quecksilber-Thermographen mit Stahlkapillarrohr und photographische Thermographen für befeuchtete und trockene Thermometer besprochen.

Nach einer allgemeinen Übersicht über die verschiedenen Meßgrößen der Luftfeuchtigkeit und der dafür verwendbaren chemischen und elektrischen Absorptions-Hygrometer, Diffusions-Hygrometer, Psychrometer, Kondensations-Hygrometer und Haar-Hygrometer werden die verschiedenen Formen von Psychrometern und die zugehörigen Auswerteverfahren der Haar-Hygrometer und Hygrographen und elektrische Absorptions-Hygrometer eingehend behandelt (32 Seiten).

Von den Methoden der Windmessung (70 Seiten) werden Funktionsweise und Leistungsfähigkeit von Rotationsanemometer, Druckanemometer und Hitzdrahtanemometer im allgemeinen und im besonderen die Windfahnen und ihre Registriereinrichtungen, die verschiedenen Formen von Schalenkreuzanemometer, Flügelanemometer, Druckrohranemographen, die zugehörige Theorie, die Eich- und die Reduktionsverfahren beschrieben.

Mit gleicher Ausführlichkeit werden auch die Niederschlagsmeßgeräte behandelt (31 Seiten), darunter auch mehrere Typen von Registriergeräten, die in Mitteleuropa wenig bekannt sind. Zu dem schwierigen Problem der Verdunstungsmessung findet man nur kurze Beschreibungen des im britischen Wetterdienst verwendeten großen Verdunstungsbeckens, des Piche-Evaporimeters, einer kleinen Verdunstungspfanne und der porösen Livingston-Evaporimeter. Sehr ausführlich (30 Seiten) werden der Sonnenscheinautograph von Campbell-Stokes und der Nachthimmels-Rekorder sowie ihre Verwendung und Auswertung behandelt. Von den Instrumenten zur Messung der Globalstrahlungsintensität sind das Moll-Gorczynski-Solarimeter und ein Bimetallaktinograph ausführlich, andere Strahlungsmeßgeräte nur in ihren Grundzügen dargestellt. In dem Abschnitt über Sichtmesser (21 Seiten) findet man den Sichtmesser von Gold, den photoelektrischen Sichtmesser, den Beuttell-Sichtmesser für die Sichtmessungen bei Nacht und das Loofah-Hazemeter und den Waldrum-Sichtweitenmesser für Sichtmessungen bei

Tag. Von anderen Meßverfahren werden behandelt: die Wolkenhöhenmessung mit Wolkenscheinwerfer und Pilotballonen, die Wolkenzugsbestimmung mit dem Besson-Kamm-Nephoskop und mit dem Fineman-Nephoskop (Wolkenspiegel) und die Wolkenphotographie. Nach einer Übersicht über die Abweichungen der auf Schiffen verwendeten Instrumente und Beobachtungsverfahren von den Instrumenten der Landstationen werden auch die Ausrüstung eines Inspektors klimatologischer Beobachtungsstationen, die Instrumentenvergleiche bei Inspektionen und ein Clinometer-Kompaß beschrieben und Hinweise auf verschiedene Hilfseinrichtungen, wie Rechenmaschinen u. dgl., gegeben. Im Anhang findet man Tabellen zur Korrektur und Reduktion der Thermometerablesungen.

F. Steinhauser, Wien.

Equatorial Weather. With particular reference to Southeast Asia. Von I. E. M. Watts. Mit 129 Textabb., XVI, 224 S. London: University of London Press Ltd. 1955. 25 s.

Die Meteorologie des äquatorialen Gürtels, der im wesentlichen das Gebiet von je 10° Breite zu beiden Seiten des Äquators umfaßt, hat durch die Bedürfnisse des letzten Weltkrieges eine stärkere Beachtung erfahren. Dies hat dazu geführt, daß frühere allzu einfache Ansichten über das Wettergeschehen dieser Zonen und auch die Methoden seiner Vorhersage zum Teil revidiert werden mußten. Es ist daher sehr erfreulich, daß diese Probleme in dem vorliegenden Buch zusammenfassend und dem neuesten Stand der Kenntnisse entsprechend behandelt werden. Dabei werden besonders die Verhältnisse in Südost-Asien in den Vordergrund der Diskussion gestellt.

Nach einer Übersicht über die äquatorialen Zirkulationssysteme und im besonderen über die Entwicklung des Monsuns in Südost-Asien werden Besonderheiten der Beobachtungsdaten dieser Gebiete und ihre von den Verhältnissen in gemäßigten Breiten abweichende Bedeutung besprochen. Die Besonderheiten der äquatorialen Gebiete machen auch eine Änderung der aus gemäßigten Breiten gewohnten Begriffsbestimmungen des synoptischen Wetterdienstes notwendig, da dort z. B. die Begriffe „Front" oder „Luftmasse" ihre Bedeutung verlieren. Für den Wetterdienst sind in diesen Gebieten die Windbeobachtungen am wichtigsten, da die räumlichen Unterschiede in den anderen Elementen meist nur sehr gering sind. Auch das Tephigramm verliert im äquatorialen Gebiet seine Bedeutung zur Identifizierung von Luftmassen und zur Vorhersage von Cumulusbewölkung oder Regen. Trotz häufiger Instabilität bilden sich im Inland und besonders in den Tälern auch sehr oft Strahlungsnebel, die im Küstengebiet meist fehlen. Besonderes Interesse verdient die eingehende Schilderung der verschiedenartigen Wolkenbildung aus dem Zusammenwirken von meteorologischen und örtlichen Faktoren. Einen vertieften Einblick in die Witterungsverhältnisse von Südost-Asien gewährt die Beschreibung der verschiedenen Niederschlagstypen und die Diskussion der Niederschlagsverteilung in den einzelnen Gebieten, der Veränderlichkeit, der Extremwerte und der täglichen Gänge der Niederschlagsmengen. Da der Coriolis-Parameter in äquatorialen Gebieten nur sehr kleine Werte annimmt und diese sich mit zunehmender Breite rasch ändern, bereitet dort die Berechnung der Gradientwindgeschwindigkeit Schwierigkeiten. Im Verhältnis zur Corioliskraft ist die Bedeutung der Zentrifugalkraft in äquatorialen Gebieten bedeutend größer, die Reibung bewirkt einen größeren Ablenkungswinkel als in höheren Breiten und wirkt dahin, daß sich Zyklonen beim Übertritt vom Meer auf das Land auffüllen.

Bei den sehr schwachen Druckgradienten in äquatorialen Gebieten bewirken die durch die Erwärmungsunterschiede verursachten Druckänderungen beträchtliche Änderungen des Windes, dadurch werden die Windströmungen nie stationär und die Gradientwindgleichung wird unbrauchbar. Dies spielt auch besonders beim Lufttransport über den Äquator von einer Halbkugel auf die andere eine Rolle. Wegen des starken Tagesganges des Luftdrucks haben nur 24stündige Isallobaren einen Sinn; sie zeigen weniger Verlagerungen von seichten Hochs oder Tiefs an als vielmehr ihre Vertiefung oder Abschwächung. Zur Beurteilung der Änderungen von Zyklonen sind Drucktendenzprofile brauchbar. Für die Entwicklung der Höhenwinde ist die thermische Komponente ausschlaggebend. Eine Verdichtung des aerologischen Beobachtungsnetzes wäre notwendig, um die Entwicklung von Wellen in den zonalen Strömungen genauer bestimmen zu können, was für die Wettervorhersage von Bedeutung wäre. Eine Luftmassenanalyse auf Grund der Temperaturverhältnisse ist wegen der geringen thermischen Unterschiede im äquatorialen Gebiet unmöglich; die Luftmassenanalyse muß daher durch eine Analyse der Luftbahnen von ihrem Ursprungsgebiet her ersetzt werden. Darnach werden für Südost-Asien neun Arten von Hauptluftströmungen unterschieden. An Stelle der Luftmassengrenzen lassen sich in äquatorialen Gebieten nur Luftströmungsgrenzen bestimmen, deren Festlegung in der Bodenkarte wegen der starken Lokaleinflüsse auf die Windströmungen Schwierigkeiten bereitet. Sie lassen sich auf Grund der Höhenströmungen und nach Niederschlagsgebieten bestimmen. Es wird daher vorgeschlagen, den Begriff einer Tropikfront durch „äquatoriale Luftströmungsgrenze" zu ersetzen. Die Bedingungen für die Neigung der Grenzflächen zwischen den Strömungen unter äquatorialen Verhältnissen werden abgeleitet und auf Grund von Beobachtungsergebnissen diskutiert. An den Grenzflächen der Luftströmungen und an äquatorialen Konvergenzlinien entstehen Wolken, deren besondere Form, Struktur und tägliche Änderungen eingehend und in ihren charakteristischen Abweichungen von der Frontbewölkung höherer Breiten beschrieben werden. Die Erweiterung der Beobachtungsdaten läßt immer mehr erkennen, daß die früheren Vorstellungen vom windstillen Doldrumgürtel im äquatorialen Gebiet den wirklichen Verhältnissen nicht entspricht. Eingehend wird die allgemeine Zirkulation am Boden und in der freien Atmosphäre und die jahreszeitliche Änderung im Gebiet von Südost-Asien besprochen, wobei den äquatorialen Westwinden, ihrem Ursprung und ihrer Wetterwirksamkeit besondere Beachtung geschenkt wird. An einzelnen instruktiven Beispielen werden die Probleme und Schwierigkeiten der im täglichen Wetterdienst durchzuführenden Analysen der Luftströmungen und der Wetterkarten im äquatorialen Gebiet klar. Die Analyse der allgemeinen Strömung wird durch die Ausbildung von örtlichen Störungen, wie Land- und Seewinden, Böen und Böenlinien, erschwert. Art und Formen dieser Störungen in Südost-Asien und ihre Bedeutung für die Wetteranalyse wird ausführlich erläutert. Schließlich werden auch noch die Methoden der Regenvorhersage auf Grund der Schätzung der wahrscheinlichen Verlagerung von Konvergenzzonen und Konvergenzlinien sowie die Art und Berechnung der Konvergenz und ihre Verwertung zur Regenvorhersage dargestellt. Während im allgemeinen die Darstellungen des äquatorialen Wetters in diesem Buch sich hauptsächlich auf die Verhältnisse in Südost-Asien beziehen und auf die Erfahrungen des Autors im Malaiischen Wetterdienst aufgebaut sind, werden die für die Niederschlagsbildung besonders wichtigen Luftströmungsgrenzen und ihre jahreszeitlichen Änderungen abschließend auch

für den gesamten äquatorialen Gürtel geschildert. Während sonst die Luftströmungen an einer einfachen Grenze aneinandertreffen, ist in den Gebieten vom zentralen Indischen Ozean bis Neu-Guinea und in einem schmalen Streifen vom östlichen Pazifischen Ozean bis Ekuador und Kolumbien zwischen zwei Strömungsgrenzen eine Westströmung eingeschlossen.

Dadurch, daß das Buch hauptsächlich aus der praktischen Erfahrung heraus geschrieben worden ist, bietet es nicht nur einen interessanten und eingehenden Einblick in das Wettergeschehen eines den Erfahrungen der meisten Meteorologen zwar ferne liegenden, aber für das gesamte Wettergeschehen der Erde sehr wesentlichen Gebietes, sondern auch insbesondere den in äquatorialen Gebieten Dienst tuenden Meteorologen eine ausgezeichnete und sehr wertvolle Anleitung zur praktischen Arbeit.

F. Steinhauser, Wien.

Dynamische Meteorologie. Von K. T. Logwinow. Mit 43 Textabb., X, 154 S. Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften. 1955. DM 16.90.

Der Verfasser hat sich die Aufgabe gestellt, die Hauptprobleme der dynamischen Meteorologie in einfacher Form so zu behandeln, daß damit den Anforderungen von Seiten der Synoptiker entsprochen wird. Er war dabei bestrebt, die Darstellung der einzelnen Probleme möglichst einfach zu halten und dabei besonders die kausalen physikalischen Zusammenhänge hervortreten zu lassen. Dies ist ihm auch gut gelungen. Deshalb eignet sich das Buch auch sehr gut als Einführung für Studierende der Meteorologie.

Nach einer Übersicht über die charakteristischen Zustandsgrößen der Luft und über die in der Atmosphäre wirkenden Kräfte werden auf Grund einer Zusammenstellung der Größenordnungen der meteorologischen Elemente allgemeine Regeln zur Vereinfachung der hydrodynamischen Gleichungen angegeben. Im Folgenden wird die Thermodynamik der trockenen und der feuchten Atmosphäre und die graphische Bestimmung der Zustandsänderungen der Luftmassen mit Hilfe des Emagramms, des Tephigramms und des Rossby-Diagramms behandelt. Die dabei angeführte auf H. Hertz zurückgehende Darstellung der vier Zustandsstadien (Trocken-, Sättigungs-, Hagel-, Schneestadium) wird in einer Fußnote von dem deutschen Bearbeiter bereits als überholt bezeichnet. Auch in dem Abschnitt über atmosphärische Strahlung, in dem die Strahlungsgesetze, die Strahlungsbilanz, die Absorption und Emission langwelliger Strahlung nach dem heute für zu sehr vereinfacht gehaltenen Schema von Simpson, die Ausstrahlung in den Weltraum und das Problem des Strahlungsgleichgewichtes in der Lufthülle und im Zusammenhang mit der vertikalen Temperaturverteilung besprochen werden, finden sich einige überholte Ansichten wie z. B. die mit 43 Prozent zu hoch angenommene Gesamtalbedo, der fälschlich als von der Luft zur Erde gerichtet angesehene Wärmetransport durch Massenaustausch und ein für die Stratosphäre angenommenes Strahlungsgleichgewicht, auf die bereits in Fußnoten hingewiesen wird, und die deshalb besser bei der deutschen Bearbeitung durch eine berichtigte Darstellung ersetzt worden wären. Ausgehend von der statistischen Grundgleichung wird der Zusammenhang zwischen den Druckänderungen in der Höhe und am Boden und der Änderung der Temperatur abgeleitet und die Bedeutung der Karten der absoluten und der relativen Topographien besprochen. Ferner werden die Kinematik der Atmosphäre und die Dynamik der Atmosphäre mit Ableitung des Gradientwindes bei geraden und krummlinigen Isobaren mit und ohne Berücksichtigung

der Reibung, der Zusammenhang zwischen der Windänderung mit der Höhe und den horizontalen Temperaturgradienten, der Neigungswinkel stationärer Grenzflächen und die Bedingungen für die stationären Grenzflächen behandelt. Die Bedeutung der atmosphärischen Turbulenz und der inneren Reibung wird durch Ableitung der Austauschgleichung und ihre Anwendung auf den Impulstransport und durch die Wirkung der Turbulenz auf die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe gezeigt, wobei auch die Änderung des Turbulenzkoeffizienten mit der Höhe diskutiert wird. Zum Problemkomplex der atmosphärischen Energetik wird die Gleichung für die Energiebilanz der Masseneinheit entwickelt und die Zirkulationsbeschleunigung auf der nicht rotierenden und auf der rotierenden Erde sowie die Frontalzirkulation bestimmt. Ferner werden die Ursachen und die Formen der allgemeinen Zirkulation, der durch diese Zirkulation bewirkte Wärmetransport und die Theorien der allgemeinen Zirkulationen behandelt, wobei auch Hinweise auf interessante Arbeiten russischer Forscher gegeben werden. Besonderes Interesse verdient die anschließende Darstellung der Methode von Kibel zur Vorausberechnung des barischen und thermischen Feldes und damit auch der Windverteilung in ihrer ersten Näherung und ein Hinweis auf eine Methode von Schwez zur Vorausberechnung des Tagesganges der Temperatur.

F. Steinhauser, Wien.

Elementare Wetterkunde. Von H. Regula. (Luftfahrt-Meteorologie: Band I.) Mit 101 Textabb., VIII, 152 S. Frankfurt am Main: Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. 1956. Geb. DM 13.50.

Das Buch ist aus dem Unterricht über Flugmeteorologie für deutsche Berufsflugzeugführer hervorgegangen und will den Flugzeugführern die Grundlagen für ein Verständnis des Wettergeschehens vermitteln. Um sicher und wirtschaftlich fliegen zu können, soll der Flugzeugführer wissen, welche Gefahren, aber auch welche Vorteile die Luft in Gestalt des Wetters für ihn bereit hält. Dem Zweck des Buches entsprechend ist die Darstellung einfach und klar gehalten und verzichtet in dem vorliegenden ersten Band, der die elementare Wetterkunde darstellt, auf schwierigere Ableitungen oder kompliziertere theoretische Begründungen. Die Darlegungen, die leicht verständlich sind und dabei doch alles Wesentliche bringen, werden durch anschauliche graphische Darstellungen wirkungsvoll unterstützt. Neben dem Bestreben, ein allgemeines Verständnis für das Wetter und die Wetterentwicklungen zu vermitteln, ist ein größeres Gewicht auf die Darstellung der spezifisch fliegerischen Probleme gelegt. In dieser Hinsicht kann das Buch auch den Meteorologen, die nicht im Flugberatungsdienst arbeiten, manch Neues bringen, wie auch sonst einige der Praxis des Wetterdienstes nützliche und originelle Darstellungen darin zu finden sind. Beispielsweise seien hervorgehoben die Eichung und Einstellung des Höhenmessers und die möglichen fehlerhaften Anzeigen der Höhenmesser, die Bedeutung und die Anwendung der verschiedenen Q-Gruppen, der Streckenflug nach dem QNH-Verfahren und nach dem ICAO-Standardverfahren, die Bestimmung und Bedeutung der Verdunstungslabilität, die Formen der Turbulenz und ihre Bedeutung für das Flugwesen, die Bedeutung der Stabilität der Luftschichtung und des Erdreliefs für die Verteilung der Windgeschwindigkeit, Sicht- und Nebellagen, Formen und Bedingungen der Vereisung, die Entwicklung der Gewitter und ihrer Gefahrenzonen für die Flieger. Im Hinblick auf die dadurch bedingte Gefährdung für Flugzeuge und auch auf ihre lokale Auswirkung,

die der in der Wetterkarte dargestellten allgemeinen Wetterlage oft nicht leicht zu entnehmen ist, wäre vielleicht auch auf das häufige Auftreten einer Windverstärkung bis über Sturmstärke im Lee von Mittelgebirgszügen hinzuweisen gewesen, die der Referent in dieser Zeitschrift Serie B, Band II, Seite 39 (1950) beschrieben hat. Ein zweiter Band ist einer mehr mathematischen Behandlung und einer genaueren Darstellung der Wetterentwicklungen in der freien Atmosphäre vorbehalten. Das Buch wird seinem Zweck in ausgezeichneter Weise dienen.

F. Steinhauser, Wien.

Probleme um die Wettervorhersage. Von A. Hofmann. Mit 25 Abb., 74 S. Stuttgart: Frankh'sche Verlagshandlung. 1955. DM 1.80, geb. DM 2.80.

Das Büchlein, das sich an eine breite Öffentlichkeit wendet, hat gegenüber ähnlichen anderen Veröffentlichungen der letzten Zeit das voraus, daß es nicht so sehr eine Gesamtdarstellung des heutigen Standes unserer Kenntnisse von der Wetterentwicklung und der Methoden der Wettervorhersage geben will, sondern sich eingehender mit einzelnen Problemen auseinandersetzt, die heute in der Öffentlichkeit viel diskutiert werden. Dazu gehören statistische Probleme, denen der erste Teil gewidmet ist, worin das Wesen und die Erfolgsmöglichkeiten von Blindlingsvorhersagen, zeitliche Zusammenhänge im Wettergeschehen, die Beurteilung der Aufeinanderfolge von Witterungsanomalien, die Bedeutung von Wetterregeln und die Singularitäten im jährlichen Witterungsablauf behandelt werden, aber auch die Geschichte des 100jährigen Kalenders dargestellt und eine Kritik der Ansichten über den Einfluß von Sonne, Mond und Planeten auf das Wetter geboten wird. Im zweiten Teil wird das Wetter als physikalisches Problem dargestellt und als Grundlage dafür wird eine Übersicht über den Wärmehaushalt der Lufthülle, über den Wärmetransport und die Wärmespeicherung in Abhängigkeit von der geographischen Breite, über den Einfluß der Erddrehung und über die Grundzüge der allgemeinen Zirkulation gebracht. Das wiedergegebene Schema des Wärmehaushalts der Atmosphäre entspricht dabei allerdings nicht mehr der neueren Auffassung, wonach die Gesamtalbedo nur mehr mit 35 Prozent an Stelle der früher angenommenen 42 Prozent eingesetzt wird und auch der Austauschwärmestrom von der Erdoberfläche zur Lufthülle und nicht umgekehrt erfolgt. Nach einer Übersicht über die mit dem Wettervorhersagedienst zusammenhängenden Probleme der Nachrichtenübermittlung wird der gegenwärtige Stand der Wettervorhersage dargestellt. Es werden die Grundzüge des synoptischen Wetterdienstes, die Konstruktion einer Vorhersagekarte, die Methode und die Leistungsfähigkeit der numerischen Wettervorhersage dargelegt und Ausblicke auf Versuche zur langfristigen Wettervorhersage mit einer kritischen Bewertung einzelner Beispiele geboten. Das Büchlein wird nicht nur der Aufklärung der Öffentlichkeit über vieldiskutierte Probleme der Wettervorhersagen dienen, sondern kann auch von Fachmeteorologen mit Genuß und Gewinn gelesen werden.

F. Steinhauser, Wien.

Hurricanes. Their Nature and History. Von I. R. Tannehill. Neunte, neubearbeitete Auflage. Mit 141 Textabb., X, 308 S. Princeton, N. J.: Princeton University Press. 1956. $ 4.50.

Die Tatsache, daß nun schon die 9. Auflage dieses bekannten Buches erscheinen konnte, spricht am deutlichsten dafür, daß es der Verfasser ver-

standen hat, in ausgezeichneter Weise Probleme, die mit den Erscheinungen der Hurricane zusammenhängen, für einen breiten Leserkreis sehr interessant darzustellen. Er hat damit aber auch den Fachmeteorologen einen nützlichen Behelf geliefert, der diesen insbesondere in den statistischen und historischen Zusammenstellungen von Wert ist. Nach einer Übersicht über die Verbreitung tropischer Zyklonen und über ihre Beobachtungsmethoden werden die Windverhältnisse im Bereich der Hurricane und die durch sie erzeugten Meereswellen, die Niederschlagsverhältnisse, die Druckverteilung und die Druckänderungen und die daraus abgeleiteten Vorzeichen der Annäherung von Hurricanen eingehend und instruktiv illustriert behandelt. Neben einer Häufigkeitsstatistik der westindischen Hurricane und einer Statistik ihrer Zugbahnen werden auch im besonderen Hurricane mit abnormaler Verlagerung unter Berücksichtigung der dafür maßgebenden Faktoren, die zerstörenden Wirkungen der Hurricane und vorbeugende Maßnahmen besprochen. Besonderes Interesse verdient auch die Geschichte der bemerkenswertesten Hurricane von der Zeit Columbus' bis zur Gegenwart und eine vollständige Chronik aller Hurricane des 20. Jahrhunderts mit Darstellung ihrer Zugbahnen, die in der neuesten Auflage bis zum Jahre 1955 erweitert worden ist. Im Anhang werden auch noch die Methoden erläutert, die zur rechtzeitigen Erkennung der Entwicklung von Hurricanen und als Grundlage für ihre Vorhersage dienen. Dazu gehören Beobachtungen mit Radar, Erkundungsflüge, automatische Wetterstationen, Mikroseismen, Spherics und andere Erscheinungen.

F. Steinhauser, Wien.

The Sun and its Influence. Von M. A. Ellison. Mit 54 Textabb., 9 Tafeln, XII, 235 S. London: Routledge and Kegan Paul Ltd. 1955. 21 s.

Der Verfasser spricht im Vorwort die Hoffnung aus, daß seine Darstellung weder für Leser mit Kenntnissen der Elementarphysik zu hoch, noch für Angehörige anderer Wissenschaften, die an astronomischen Fragen interessiert sind, zu einfach ist. Damit ist auch die Art des Buches und der Kreis, an den es sich wendet, gekennzeichnet, und es muß zugestanden werden, daß man als geophysikalischer Leser von Inhalt und Darstellung sehr befriedigt sein kann.

In den ersten Abschnitten werden sehr klar und übersichtlich Aufbau der Sonne, ihre Strahlung und alle Strahlungsquellen, die verschiedenen Erscheinungen der Sonnenaktivität, wie Granulationen, Sonnenflecken, ihre Periodizität, ihre Verteilung auf der Sonne, ihr Magnetfeld, ihre Temperatur und die Theorien ihrer Entstehung, Fackeln und der Magnetismus der Sonne, die Sonnenatmosphäre und die Methoden ihrer Beobachtung sowie die neuesten Ergebnisse der Beobachtungen von Erscheinungen der Chromosphäre und der Korona und deren theoretische Erklärungsversuche behandelt. Gerade in den Vorgängen in der Chromosphäre und in der Korona scheinen die Ursachen für die Einflüsse der Sonne auf die Erde und auf Störungen der Ionosphäre zu suchen zu sein. Der überwiegende Teil der Einflüsse geht nach heutiger Auffassung von den chromosphärischen Eruptionen aus.

Von den solaren Erscheinungen, die auf Vorgänge auf der Erde Einfluß nehmen, sind festzustellen: eine im Sonnenfleckenrhythmus variable UV-Strahlung, die wahrscheinlich von der überhitzten Korona über den Sonnenflecken ausgeht, eine entsprechende Änderung der Elektronenkonzentration der E- und F-Schichten verursacht und damit auch zur Grundlage für Voraus-

sagen der Verhältnisse in der Ionosphäre verwendet werden kann, eine beträchtliche Verstärkung und Tieferlagerung (um 10 bis 15 km) der D-Schicht durch UV-Ausbrüche aus chromosphärischen Eruptionen und dadurch verursachte Ausfälle oder Verstärkung im Langwellen- und im Kurzwellenempfang, plötzlich einsetzende Störungen im Magnetfeld, die durch die Erhöhung der Stromstärke in der leitenden Ionosphärenschicht durch verstärkte UV-Ionisierung bei chromosphärischen Eruptionen verursacht werden, Ausfälle des Kurzwellenempfanges wegen verstärkter Absorption in der erhöht ionisierten Schicht, plötzliche Verstärkung der Atmospherics im sehr langen Wellenbereich durch eine Verstärkung der D-Schicht bei chromosphärischen Eruptionen, plötzliche Phasenanomalien, plötzlicher Ausfall der kosmischen Radiostrahlung bei chromosphärischen Eruptionen, die Erzeugung von Nordlichtern und magnetischen Störungen durch elektrisch geladene Korpuskelstrahlung, die ebenfalls von chromosphärischen Eruptionen ausgeht, plötzliche Zunahme der kosmischen Strahlung nach dem Auftreten von chromosphärischen Eruptionen. Unter den erdmagnetischen Erscheinungen wird der Tagesgang der magnetischen Elemente und seine Abhängigkeit von den Sonnenfleckenzahlen durch eine auf gesteigerte UV-Strahlung zurückzuführende Erhöhung der Elektronenzahl im Bereich des ionosphärischen elektrischen Stromes, der in neuester Zeit durch Raketenaufstiege in Höhen von 93 bis 105 km auch experimentell nachgewiesen worden ist, verursacht und ebenso auch die gleichzeitig mit chromosphärischen Eruptionen auf der Tagseite der Erde auftretenden und im Sinne einer Verstärkung der täglichen Variationen wirkenden plötzlichen magnetischen Störungen. Ferner werden die ganze Erde betreffende magnetische Störungen und magnetische Stürme durch korpuskulare Strahleneinbrüche ausgelöst, die von chromosphärischen Eruptionen oder von den einen ständigen Korpuskelstrom emittierenden aktiven M-Regionen der Sonne ausgehen. Auch der Einfluß der solaren Korpuskelstrahlung auf die Nordlichter wird diskutiert. Von der Sonne kommen auch Radiowellen, die im Bereich von 1 cm bis 20 m Wellenlänge die Atmosphäre durchdringen können und einerseits als schwache ständige Strahlung ihren Ursprung in der heißen Korona haben, andererseits mit millionenfacher Stärke auch bei chromosphärischen Eruptionen auftreten. Bei ruhiger Sonne kommen die Wellen von 1 cm Länge aus der Photosphäre, Wellen von 10 m Länge aber aus Höhen, die 500.000 km darüber liegen. Die Radiostrahlung bei aktiver Sonne kann als vermehrte Strahlung, die von der heißen Korona über Sonnenflecken kommt, einige Tage andauern, aber auch als überlagerter Ausbruch von einer Dauer von wenigen Sekunden oder als sehr intensiver Ausbruch von 10 Minuten Dauer auftreten, der von chromosphärischen Eruptionen kommt, wo die Radiostrahlung durch Korpuskelausbrüche in der Korona erregt wird. Von den zeitlichen Änderungen der kosmischen Strahlung ist eine schwache tägliche und eine 27tägige Schwankung vermutlich solaren Ursprungs. Eine plötzliche starke Zunahme der kosmischen Strahlung tritt bei starken chromosphärischen Eruptionen auf, während bei großen magnetischen Stürmen die kosmische Strahlung wieder abnimmt.

Es handelt sich in diesem Buch um die Darstellung und Erklärung von solaren Einflüssen, die als gesichert betrachtet werden können. In dieser Hinsicht gibt es einen ausgezeichneten Einblick und Überblick über den neuesten Stand der Erkenntnisse und kann deshalb gerade Geophysikern bestens empfohlen werden. Eine wesentlich kompliziertere Frage und ein sehr umstrittenes Problem ist der Einfluß solarer Störungen auf Wetter und

Klima, was in dem vorliegenden Buch aber leider nicht behandelt wird. Es wäre sehr zu wünschen, daß auch diese Probleme in kritischer und übersichtlicher monographischer Darstellung einmal gründlich untersucht würden.

F. Steinhauser, Wien.

Gröber-Erk: Die Grundgesetze der Wärmeübertragung. Dritte, völlig neubearbeitete Auflage von U. Grigull. Mit 190 Textabb., VIII, 482 S. Berlin-Göttingen-Heidelberg: Springer-Verlag. 1955. Geb. DM 37.50.

Es gibt wohl keinen Vorgang in der Atmosphäre, der nicht von Wärmeübergangsprozessen begleitet wäre, und auch an fast allen meteorologischen Meßinstrumenten treten derartige Erscheinungen auf. Die Physik der Atmosphäre und die physikalische Technik der Instrumente kommen daher ohne Kenntnis der Grundgesetze der Wärmeübertragung nicht aus. Eines der wichtigsten Lehrbücher auf diesem Gebiet in deutscher Sprache ist das von Gröber 1921 begründete und 1933 von Erk in 2. Auflage bearbeitete, weit verbreitete Buch mit dem obengenannten Titel, das nun in einer dritten, von Ulrich Grigull neubearbeiteten Auflage erschienen ist.

Der erste Teil des Buches umfaßt die Wärmeleitungsprobleme in festen Körpern und gibt eine Darstellung der berühmten Fourierschen Theorie. Von besonderer Wichtigkeit ist der zweite Teil des Buches, der die Gesetze der konvektiven Wärmeübertragung umfaßt, und zwar sowohl bei erzwungener wie bei freier Konvektion. Hier ist die Ähnlichkeitslehre knapp, aber sehr klar und überlegen dargestellt, und die physikalische Bedeutung der Kennzahlen der Ähnlichkeitslehre wird sorgfältig diskutiert. Weitere Kapitel behandeln den Wärmeübergang bei Kondensation und Verdampfung, wobei die Darstellung mehr auf die technischen Anwendungen zugeschnitten ist. Im dritten Teil wird der Wärmeaustausch durch Strahlung in seinen Grundgesetzen dargestellt. Dabei wird der Wirkung von Strahlungsschutzschirmen ein Abschnitt gewidmet und die Strahlung von Gasen und Dämpfen in einem eigenen Kapitel besprochen.

Der Meteorologe würde sich Anwendungsbeispiele aus seinem Arbeitsbereich wünschen, doch darf man nicht vergessen, daß es sich um eine Darstellung vor allem der Grundgesetze der Wärmeübertragung handelt. Als Beispiele hierzu sind die Wärmeübergänge an technisch interessierenden Körpern, wie Platten und Zylindern, viel instruktiver, da sie viel genauer und in größter Breite der Kennzahlbereiche erforscht und deshalb als eine Kontrolle der Theorie verwendbar sind. Sehr zahlreiche Literaturhinweise werden dem Meteorologen die Möglichkeit eröffnen, die Übertragbarkeit der im Laboratorium gefundenen Gesetze auf seine Probleme an Hand der Originalliteratur zu studieren.

P. Courvoisier, Davos.

The Birth and Development of the Geological Sciences. Von F. D. Adams. Mit 92 Textabb., V, 506 S. New York: Dover Publications, Inc. 1954. $ 1.95.

Die Fortschritte der modernen Naturwissenschaften sind vielfach imponierend und eindrucksvoll. Geblendet von diesen Fortschritten ist der Mensch von heute oft versucht, nur mit Geringschätzung auf den Entwicklungsgang früherer Zeiten zurückzublicken und doch ist der heutige hohe Stand ohne langwierige Entwicklung über Jahrhunderte und Jahrtausende hin, die oft merkwürdige und heute manchmal geradezu lächerlich erscheinende Wege und Irrwege gegangen ist, nicht möglich. Gerade die Kenntnis dieser Wege kann aber in doppelter Hinsicht für die Beurteilung des heutigen

Stadiums von Bedeutung sein: Einerseits gibt uns die Kenntnis der historischen Entwicklung einen Maßstab für die Bewertung des heutigen Standes und andererseits gibt sie uns dazu Anlaß, aus der Kenntnis von Irrwegen früherer Zeiten die Notwendigkeit einer strengen und objektiven Kritik neueren Methoden und Gedankengängen gegenüber zu beachten. Es ist darum eine Darstellung der historischen Entwicklung eines Zweiges der Naturwissenschaften nicht nur allgemein interessant und zum Teil auch amüsant, sondern auch für den Fortschritt der Wissenschaft sehr nützlich und notwendig. Sie vermittelt auch einen Einblick in die Geistesgeschichte der Menschheit und in die Entwicklung naturwissenschaftlicher Methoden überhaupt.

In dem vorliegenden Buch, das in erster Ausgabe schon 1938 einmal erschienen ist, wird eine solche Darstellung, die bis in die ältesten Zeiten der alten Griechen zurück und bis zum Jahr 1830 hinauf reicht, für das Gebiet der Geologie gegeben. Sie berührt auch viele Probleme, die zum engeren Arbeitsgebiet der Geophysik gehören, wie z. B. Erdbeben, Erdmagnetismus, Ansichten vom Aufbau der Erde aus verschiedenen Zeiten usw.

Der Darstellung der in der griechischen und lateinischen Literatur enthaltenen Angaben über Tatsachen, die man im weiteren Sinne mit Geologie oder auch mit Geophysik in Verbindung bringen kann, und über ihre Erklärungen folgt eine Schilderung des mittelalterlichen Weltbildes, der damaligen Ansichten über die Entstehung der Gesteine und der mittelalterlichen Mineralogie, die weniger wissenschaftliche Zwecke verfolgte als vielmehr von medizinischen und magischen Gesichtspunkten beherrscht war. Der Beginn der eigentlichen wissenschaftlichen Mineralogie ist auf den Anfang des 16. Jahrhunderts anzusetzen, der Beginn der wissenschaftlichen Geologie auf das Ende des 18. Jahrhunderts. Im besonderen wird die Geschichte der Ansichten und Theorien über die Entstehung der Metalle und Erze, über die Entstehung der Gebirge, über die Erdbeben und über die Verhältnisse im Erdinnern, über die Entstehung von Quellen und Flüssen ausführlich dargestellt und mit einer Sammlung wunderlicher Geschichten und Ansichten aus alten Büchern abgeschlossen. Die Lektüre dieses sehr ansprechend geschriebenen Buches ist außerordentlich interessant, vergnüglich und lehrreich zugleich. Der niedrige Preis wird seiner Verbreitung sehr förderlich sein.

F. Steinhauser, Wien.

Scientific Proceedings of the International Association of Meteorology. International Union of Geodesy and Geophysics. Tenth General Assembly, Rom, September 1954. Mit zahlreichen Textabb., XIII, 594 S. London: Butterworths Scientific Publications. 1956. 80 s.

In einem stattlichen und eindrucksvoll ausgestatteten Band werden hier die gesammelten Vorträge, die auf der Tagung der meteorologischen Assoziation der UGGI im September 1954 in Rom gehalten wurden, vorgelegt. Es ist sehr zu begrüßen, daß man nun eine Möglichkeit gefunden hat, in würdiger Form die auf der, man kann wohl sagen, größten weltumspannenden Versammlung von Meteorologen und Geophysikern vorgebrachten wertvollen Ergebnisse neuerer wissenschaftlicher Forschungen der Allgemeinheit zugänglich zu machen. Es ist zu wünschen, daß dies in gleicher Weise auch mit den Vorträgen in anderen Assoziationen und auch in Zukunft geschehen möge.

Einem gehaltvollen Eröffnungsvortrag des Präsidenten der Assoziation K. R. Ramanathan folgen über 100 Mitteilungen aus allen Gebieten der Meteorologie. Aus dem Gebiete der synoptischen Meteorologie werden die

Ursachen der großen Nordseewetterkatastrophe vom Januar 1953, die Luftmassenanalysen mit Hilfe der Gesamtenergie, orographische Niederschläge und der Jet Stream bei Blockingsituationen behandelt. Einigen Beiträgen zum Problem der Erforschung der Physik der Wolken folgen mehrere Vorträge aus dem Gebiete der Klimatologie, wovon besonders eine ausführliche Darstellung der Klimaschwankungen in Indien hervorzuheben ist. Einen großen Raum nehmen die Berichte ein, die auf dem Kolloquium über die Probleme des atmosphärischen Ozons und seiner Zusammenhänge mit der Zirkulation in der Stratosphäre gehalten worden sind. Diese betreffen Beobachtungen des nächtlichen Ozongehaltes und des Tagesgangs des Ozons, Ozonbeobachtungen aus verschiedenen Teilen der Erde, instrumentelle Entwicklungen, den Zusammenhang zwischen Ozonänderungen und Wetter, Änderungen des Ozons oberhalb 50 km Höhe und theoretische Betrachtungen über die Ozonschichte, Mischungsprobleme und die Messung der Feuchtigkeit in der unteren Stratosphäre. Allgemeines Interesse verdient ein von T. E. W. Schumann vorgelegter Vorschlag für ein internationales Forschungsprogramm, was auch in der lebhaften Diskussion zu diesem Thema zum Ausdruck kam. Nach einigen Beiträgen zur Leewellentheorie folgen Mitteilungen zum Problem der allgemeinen Zirkulation, darunter solche über den Einfluß der atmosphärischen Zirkulation auf das Klima von Japan und über das Druckfeld und die Störungen der Polarfront im Südosten des Indischen Ozeans. Aus dem Problemkreis der Meteorologie der Tropen und den Beziehungen zwischen der Zirkulation in tropischen und außertropischen Breiten sei auf einen Vortrag hingewiesen, den K. R. Ramanathan zu diesem Thema gehalten hat. Weiteres Interesse verdienen auch Ausführungen über Methoden und Ergebnisse der Wolkenphotogrammetrie. Unter den Vorträgen über meteorologische Instrumente seien einige Mitteilungen über Kernzähler erwähnt. Die Vortragsreihe über verschiedene Probleme der Luftelektrizität wurde durch von T. W. Wormell vorgebrachte Ausführungen über neue Tendenzen in der luftelektrischen Forschung eingeleitet. Zum Problem großräumiger Zirkulationen wurden zahlreiche sehr interessante Beiträge geliefert, von denen die über die Übertragung von Rotationsmomenten in der Atmosphäre, über die vertikale Meridionalzirkulation in niedrigen Breiten, über den Vorticity Transport in der Atmosphäre, über die allgemeine Zirkulation in niedrigen Breiten und über den meridionalen Wärmetransport erwähnt seien. Moderne Kapitel der Meteorologie werden in den Vorträgen über numerische Rechenmethoden mit Elektronen-Rechenmaschinen und über die damit zusammenhängenden Probleme und über Beobachtungen aus der Mesosphäre berührt. Das Kolloquium über die Strahlung in der Atmosphäre wird durch einen von W. Möri-kofer gegebenen Bericht über den gegenwärtigen Stand der Strahlungsforschung eingeleitet und bringt zahlreiche Beiträge unter anderem über aktinometrische Bestimmung der Trübung, über aktinometrische Messungen überhaupt, über Polarisation, über Messungen der UV-Strahlung und über Streuung und Absorption an Wolkentropfen. Den Abschluß bilden mehrere Beiträge über Strahlungsbilanz in der Stratosphäre und Troposphäre.

Diese Hinweise zeigen, wie außerordentlich inhaltsreich und vielseitig diese Tagung in Rom war. In der Veröffentlichung sind von vielen Vorträgen nur kurze Zusammenfassungen wiedergegeben. Wenn dazu noch ein Wunsch ausgesprochen werden darf, so wäre es der, daß in Zukunft in diesen Fällen überall angeführt werden soll, wo die ausführliche Wiedergabe des Vortrages zu finden ist.

F. Steinhauser, Wien.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Springer-Verlag, Wien I, Mölkerbastei 5.
Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. F. Steinhauser, Wien XIX, Hohe Warte 38.
Druck: Carl Ueberreuter, Wien IX.

Fortsetzung von der II. Umschlagseite

Die Manuskripte sind möglichst in Maschinenschrift auf einseitig beschriebenen, fortlaufend paginierten Blättern abzufassen. Abbildungsvorlagen sind in so sauberer Wiedergabe einzusenden, daß sie entweder unverändert verwendet oder durch Zeichner des Verlages einwandfrei neu gezeichnet werden können. Die Beschriftung, die innerhalb der Zeichnung angebracht wird, ist nur mit weichem Bleistift einzutragen.

Grundsätzlich werden nur Arbeiten aufgenommen, die vorher weder im Inland noch im Ausland veröffentlicht worden sind; der Autor verpflichtet sich, diese auch nachträglich nicht anderweitig zu veröffentlichen. Mit der Annahme und Veröffentlichung des Manuskriptes geht das ausschließliche Verlagsrecht für alle Sprachen und Länder auf den Verlag über. Es ist ferner ohne ausdrückliche Genehmigung des Verlages nicht gestattet, photographische Vervielfältigungen, Mikrofilme u. ä. von Heften der Zeitschrift, einzelnen Beiträgen oder von Teilen daraus herzustellen. Die Autoren erhalten 75 Separata ihrer Arbeit kostenlos und können maximal weitere 125 Separata zum angemessenen Preis beziehen. Die Bestellung muß mit dem dem Fahnenabzug beigelegten Bestellzettel bei der Rücksendung der korrigierten Fahnen erfolgen.

Die Autoren erhalten eine erste Fahnenkorrektur, die sie nach erfolgter Durchsicht an den Verlag zu senden haben; eine Umbruchkorrektur wird den Autoren nicht zugestellt. Autorkorrekturen, d. h. nachträgliche Textänderungen, werden, soweit sie 10% der Satzkosten überschreiten, den Verfassern in Rechnung gestellt.

Manuskripte und Anfragen sind an einen der beiden unterzeichneten Herausgeber

Dozent Dr. W. Mörikofer
Physikalisch-meteorologisches Observatorium
Davos-Platz, Schweiz

Prof. Dr. F. Steinhauser
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Wien XIX, Hohe Warte 38, Österreich

zu richten; alle geschäftlichen Mitteilungen an:

Springer-Verlag, Wien I, Mölkerbastei 5
Telephon U 26 5 60 Serie. Telegrammadresse: Springerbuch Wien

Der Verlag

SPRINGER-VERLAG IN WIEN I

Astronautica Acta

Herausgegeben von

W. v. Braun, Huntsville/Ala., A. Eula, Roma, J. M. J. Kooy, Breda, F. I. Ordway, III, New York, E. Sänger, Stuttgart, K. Schütte, München, L. R. Shepherd, Chilton, J. Stemmer, Baden/Schweiz

Schriftleitung: **F. Hecht**, Wien

Die Zeitschrift erscheint vierteljährlich

Jahresbezugspreis S 216.—, DM 36.—, sfr. 37.20, $ 8.60

Mitglieder der International Astronautical Federation (IAF) bzw. deren Mitgliedsgesellschaften können die Zeitschrift als Organ der IAF zu einem um 20% ermäßigten Preis beziehen

Zuletzt erschien:

Heft 3/1956. Inhalt: **Ordway, F. I., III.** The U. S. Satellite Vehicle Program. — **Leitmann, G.** Stationary Trajectories for a High-Altitude Rocket with Drop-Away Booster. — **Singer, S. F.** Studies of a Minimum Orbital Unmanned Satellite of the Earth (MOUSE). Part II. Orbits and Lifetimes of Minimum Satellites. — Buchbesprechungen.

Ab Heft 4/1955 erscheinen in den Astronautica Acta die Veröffentlichungen von Professor S. F. Singer, University of Maryland, U.S.A., über das von Präsident Eisenhower angekündigte Satellitenprojekt der Vereinigten Staaten

Zu beziehen durch Ihre Buchhandlung

Acta Physica Austriaca

Unter Mitwirkung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften
herausgegeben von
Fritz Regler, Wien, und Hans Thirring, Wien
Schriftleitung: **Paul Urban**, Graz

Zuletzt erschien:

Band 10, Heft 3. (Ausgegeben im August 1956.) Mit 84 Textabbildungen. 144 Seiten. 1956. S 198.—, DM 33.—, sfr. 33.80, $ 7.85

Inhaltsverzeichnis: **Seidl, Franziska.** Über die Einwirkung verschiedener Strahlenarten auf Piezoquarze und Schwingkristalle. — **Ortner, G.** Einfluß des Lichtes auf das Beweglichkeitsspektrum atmosphärischer Ionen. — **Higatsberger, M. J.** Ausheizbare Hochvakuumdichtungen. — **Knizak, J.** Messung inhomogener magnetischer Felder in engen Spalten. — **Weinzierl, P.** Über die Wahl von Auflösungsvermögen und Quellenstärke bei Koinzidenzexperimenten. — **Brukl, A.** und **L. Balcarczyk.** Zur Bestimmung der Kohlensäure in Luft. — **Reeger, E.** Über Beobachtung und Photographie von Luftspiegelungen. — **Desoyer, Elisabeth.** Zur Natur der photophoretischen Kräfte. — **Rohatschek, H.** Zur Theorie der Gravitophotophorese. — **Blaha, F.** Tertiäre Basistranslation von Zn-Kristallen. — **Preining, O.** Ein experimenteller Beitrag zum Wärmeleitungsproblem bei der Differentialthermoanalyse. — **Schedling, J. A.** und **J. Wein.** Differentialthermoanalytische Untersuchung der exothermen Reaktion von $CaSO_4 . 2\,H_2O$. — **Hittmair, O.** Stripping-Reaktionen virtuellen Niveaus. — **Penfield, R. H.** and **H. Zatzkis.** Invariance Requirements and Conservation Laws. — **Rohatschek, H.** Über die Kräfte der reinen Photophorese und der Gravitophotophorese. — **Sexl, Th.** und **E. Spurny.** Zur anschaulichen Deutung des Auftretens von Energiebändern in einem periodischen Potentialfeld. — Buchbesprechungen.

Archiv für Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatologie

Serie B: **Allgemeine und biologische Klimatologie**

Herausgegeben von

Dozent Dr. **W. Mörikofer** und Prof. Dr. **F. Steinhauser**

Physikalisch-meteorologisches Observatorium Davos — Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

Zuletzt erschien:

Band 7, Heft 2. (Abgeschlossen im März 1956.) Mit 46 Textabbildungen. 140 Seiten. 1956. S 192.—, DM 32.—, sfr. 32.70, $ 7.60

Inhaltsverzeichnis: **Black, J. N.** The Distribution of Solar Radiation over the Earth's Surface. — **Thams, J. C.** Die Globalstrahlung eines Südhanges von 25° Neigung. — **Whillier, A.** The Determination of Hourly Values of Total Solar Radiation from Daily Summations. — **Arakawa, H.** On the Secular Variation of Annual Totals of Mainfall at Seoul from 1770 to 1944. — **Héjjas, A.** Ozonbestimmung aus Aktinometermessungen. — **Schulze, L.** Ein Vorschlag zur Verbesserung und Vereinfachung der Lichtmeßtechnik bei ökologischen Versuchen. — **Raschke, K.** Mikrometeorologisch gemessene Energieumsätze eines Alocasiablattes. — **Bortels, H.** Das Gefrieren unterkühlten Wassers in Beziehung zu interdiurnen Luftdruckänderungen und zur Solaraktivität. — **John, H.** Über die meteorotrope Abhängigkeit der Poliomyelitis im Gebiet der Oberlausitz. — **Lotmar, Ruth** und **J. Häfelin.** Über die Abhängigkeit der Hauptpermeabilität von der Witterung. — Buchbesprechungen.